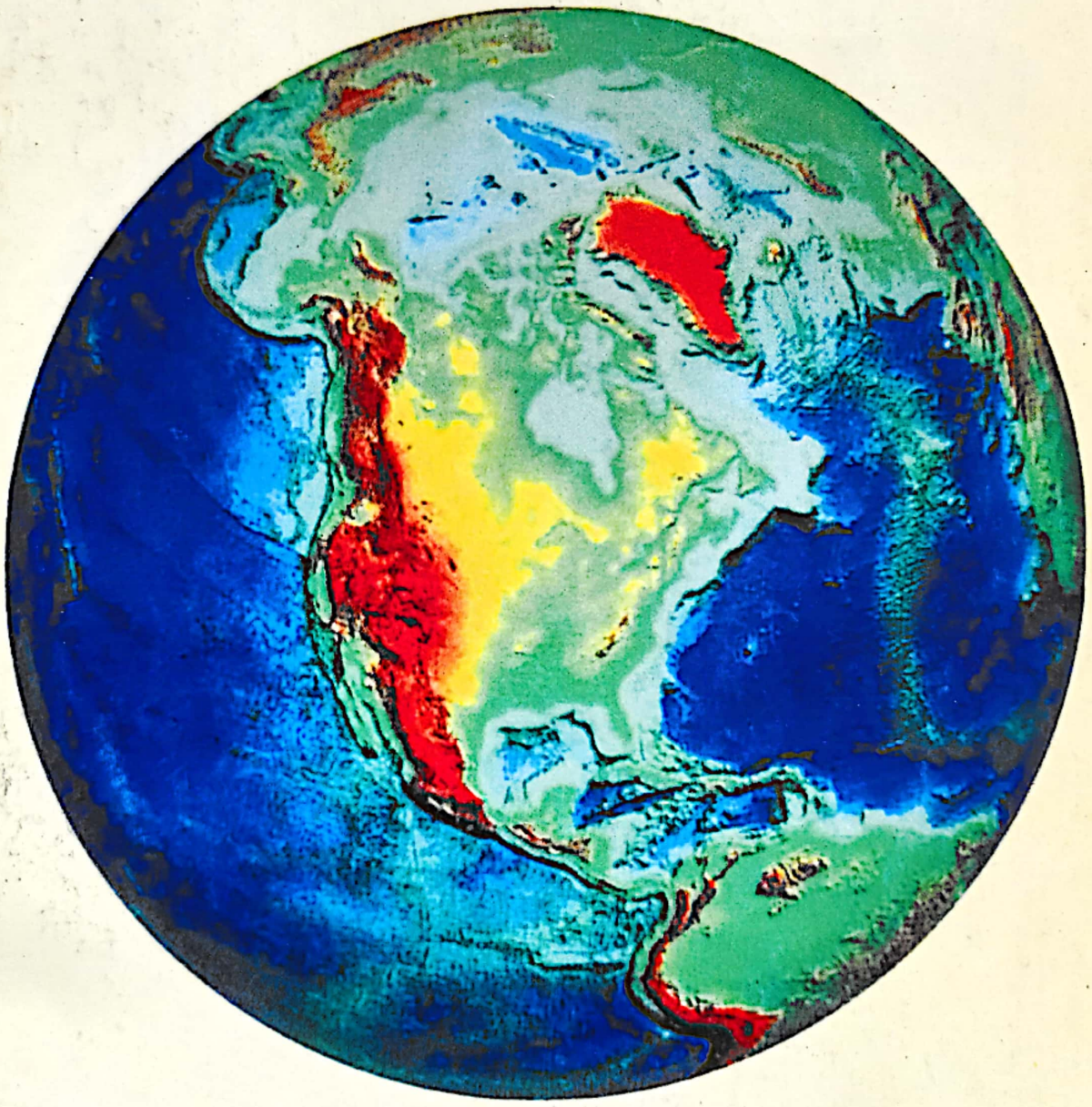
SL 55/023

Leonard Olaru
Viorel Ionesi
Daniel Țabără

GEOLOGIE FIZICĂ



Editura Universității "Alexandru Ioan Cuza" Iași
2004

Scanned with OKEN Scanner

Leonard Olaru Viorel Ionesi Daniel Țabără

GEOLOGIE FIZICĂ

Scanned with OKEN Scanner

Referenţi ştiinţifici:

Acad. Prof.dr. Liviu Ionesi
Catedra de Geologie – Paleontologie,
Universitatea „Al.I.Cuza" Iaşi

Prof.dr.ing. Păulică Răileanu
Facultatea de Construcţii, Universitatea Tehnică „Gh.Asachi" Iaşi

Redactor: DANA LUNGU

ISBN 973 – 8243 – 039 – 7

© Editura Universităţii "Alexandru Ioan Cuza", 2004
700511 – Iaşi, str. Păcurari nr. 9, tel./fax: (0232) 314947

Scanned with OKEN Scanner

Cartea a apărut cu sprijinul Ministerului Educației și Cercetării.

Descrierea CIP a Bibliotecii Naționale a României
OLARU, LEONARD
Geologie fizică / Leonard Olaru, Viorel Ionesi, Daniel Țabără
- Iași : Editura Universității „Al. I. Cuza", 2004
Bibliogr.
Index
ISBN 973-703-039-7
I. Ionesi, Viorel
II. Țabără, Daniel
911 2:55(075.8)

Scanned with OKEN Scanner

CUPRINS

Cuvânt înainte 9
Capitolul 1. Introducere 11
1.1. Obiectul geologiei fizice 11
1.2. Relaţii cu alte ştiinţe ale naturii 12
Capitolul 2. Metode de cercetare 15
2.1. Cercetarea inductivă 15
2.1.1. Observaţii directe în teren 15
2.1.2. Observaţii de laborator 18
2.1.3. Metode indirecte de cercetare 18
2.1.4. Experimentarea 20
2.2. Cercetarea deductivă 21
2.2.1. Principiul superpoziţiei stratelor 22
2.2.2. Principiul evoluţiei organismelor 25
2.2.3. Principiul actualismului 30
Capitolul 3. Pământul ca planetă şi poziţia sa în Univers 33
3.1. Universul 33
3.1.1. Vârsta Universului 38
3.1.2. Nucleosinteza şi evoluţia Universului 39
3.1.3. Arhitectura Universului 45
3.1.4. Galaxia Calea Lactee 46
3.2. Sistemul Solar - caracteristici fizice 47
3.2.1. Planetele interne 49
3.2.2. Planetele externe 50
3.3. Ipotezele cosmogonice şi importanţa lor geologică 53
3.4. Forma, dimensiunile şi densitatea Pământului 57
3.5. Mişcările Pământului 61
3.5.1. Mişcarea de rotaţie 62
3.5.2. Mişcarea de revoluţie şi nutaţie 67
3.6. Elemente de Selenologie 71
Capitolul 4. Constituţia internă şi proprietăţile fizice ale Pământului 76
4.1. Structura internă a Pământului 76
4.1.1. Concepţii paleoclasice 78
4.1.2. Concepţii neoclasice 79
4.1.3. Concepţii actuale 79
4.2. Presiunea litostatică şi stress-ul 82
4.2.1. Presiunea litostatică 82
4.2.2. Stress-ul (presiunea orientată) 85
4.3. Gravitaţia globului terestru 89
4.4. Energia calorică şi radioactivitatea terestră 91
4.4.1. Căldura externă 91
4.4.2. Căldura internă (telurică) 92
4.4.3. Radioactivitea terestră 94
4.5. Magnetismul şi paleomagnetismul 96
4.5.1. Magnetismul terestru 96
4.5.2. Paleomagnetismul 99
4.6. Electricitatea Pământului 106
Capitolul 5. Constituţia generală a crustei şi reliefului Pământului 109
5.1. Constituţia şi diviziunile structurale ale crustei 109
5.2. Constituţia şi diviziunile morfologice ale crustei 113
5.2.1. Domeniul continental (relieful emers) 116

Scanned with OKEN Scanner

5.2.2. Domeniul oceanic (relieful submers) 121
5.2.2.1. Marginile continentale 121
5.2.2.2. Fundurile oceanice 126
Capitolul 6. Fenomene plutonice şi vulcanice 132
6.1. Fenomene plutonice 132
6.1.1. Geneza magmei 132
6.1.2. Consolidarea şi diferenţierea magmatică 134
6.1.3. Roci şi corpuri plutonice 139
6.2. Fenomene vulcanice 143
6.2.1. Ipoteze privind formarea vetrelor vulcanice 144
6.2.2. Energia propulsării lavelor la suprafaţă şi tipurile de erupţii vulcanice 146
6.2.3. Elementele unui aparat vulcanic 147
6.2.4. Tipuri de manifestări vulcanice 149
6.2.5. Vulcanismul submarin 153
6.2.6. Produse vulcanice 154
6.2.6.1. Produse gazoase 154
6.2.6.2. Produse lichide 155
6.2.6.3. Produse solide 156
6.2.7. Fenomene postvulcanice 157
6.2.8. Distribuţia geologică a vulcanismului 158
6.2.9. Încercări de prevedere a erupţiilor vulcanice 159
Capitolul 7. Fenomene seismice 160
7.1. Elementele principale ale unui cutremur şi determinarea lui 160
7.2. Determinarea epicentrului şi hipocentrului 162
7.3. Înregistrarea cutremurelor şi elementele geodinamice 164
7.4. Tipurile genetice de cutremure 166
7.4.1. Elemente de clasificare a cutremurelor 168
7.4.2. Distribuţia în spaţiu a cutremurelor 170
7.5. Cutremurele din România 172
7.6. Încercări de prevedere a cutremurelor 175
Capitolul 8. Fenomene metamorfice 179
8.1. Tipuri de metamorfism 180
8.1.1. Metamorfismul de contact 181
8.1.1.1. Metamorfismul de contact termic 181
8.1.1.2. Metamorfismul de contactul pneumatolitic 184
8.1.2. Metamorfismul regional 185
8.2. Diferenţierea rocilor metamorfice 188
8.2.1. Seria ectinitelor 188
8.2.2. Seria migmatică 191
8.3. Intensitatea metamorfismului 192
8.3.1. Parageneza mineralelor metamorfice 192
8.3.2. Polimetamorfismul 194
8.3.2.1. Metamorfismul prograd 194
8.3.2.2. Metamorfismul retrograd 195
8.3.3. Sisteme de clasificare a metamorfismului 196
8.3.3.1. Izogradele şi zonele de metamorfism 197
8.3.3.2. Zoneogeografia metamorfică (zonarea geografică a metamorfismului) 197
8.3.3.3. Faciesurile metamorfice 198
8.3.3.4. „Climatele" metamorfice 200
8.4. Metamorfismul şi granitizarea. Problema originii granitelor 201
Capitolul 9. Tectonica plăcilor 203
9.1. Deriva continentelor 203
9.1.1. Ipoteza lui Wegener 203
9.1.2. Dovezi la deriva continentelor 206
9.1.2.1. Argumente topografice 206
9.1.2.2. Argumente geologice 206

Scanned with OKEN Scanner

9.1.2.3. Argumente paleontologice 206
9.1.2.4. Argumente climatice 209
9.1.3. Opoziţii la teoria lui Wegener 209
9.1.4. Redescoperirea derivei continentelor 210
9.2. Expansiunea fundurilor oceanice 211
9.2.1. Ipoteza lui H.Hess (1962) 211
9.2.2. Lucrările lui Vine şi Matthews (1963): Interpretarea profilelor de anomalii magnetice 213
9.3. Teoria tectonicii plăcilor 216
9.3.1. Principii teoretice 216
9.3.2. Evidenţierea mobilităţii plăcilor litosferice 219
9.3.2.1. Probe sedimentologice 219
9.3.2.2. Vulcanismul punctelor fierbinţi 221
9.3.2.3. Falii transformate şi cinematica plăcilor 223
9.3.3. Zonele de acreţie: dorsalele, locul de acreţie a materialului litosferic 224
9.3.3.1. Structura litosferei oceanice 225
9.3.3.2. Structura dorsalelor 226
9.3.3.3. Procesele magmatice de la nivelul dorsalelor 227
9.3.3.4. Diferite tipuri de dorsale 228
9.3.3.5. Hidrotermalismul submarin 229
9.3.4. Zonele de subducţie: resorbţia materialului litosferic 231
9.3.4.1. Răcirea, îngroşarea litosferei, subsidenţa, subducţia 231
9.3.4.2. Evidenţierea indirectă a subducţiei prin fenomene asociate 232
9.3.5. Deschiderea oceanică şi lanţurile montane: noţiunea de obducţie şi coliziune ... 240
9.3.6. Originea litosferei continentale 243
9.4. Motorul tectonicii plăcilor 244
9.5. Concluzii 246
Capitolul 10. Acţiunea geodinamică a atmosferei 248
10.1. Alcătuirea atmosferei 248
10.1.1. Troposfera 248
10.1.2. Stratosfera 249
10.1.3. Ionosfera (termosfera) 250
10.1.4. Exosfera 251
10.2. Mişcările aerului în troposferă (vânturile) 252
10.3. Acţiunea geologică a atmosferei 253
10.3.1. Eroziunea eoliană 254
10.3.2. Transportul eolian 256
10.3.3. Sedimentarea eoliană 260
Capitolul 11. Acţiunea geodinamică a hidrosferei 265
11.1. Circuitul apei în natură 265
11.2. Acţiunea geologică a apelor continentale 268
11.2.1. Acţiunea geologică a torenţilor 268
11.2.2. Acţiunea geologică a râurilor 271
11.2.3. Acţiunea geologică a lacurilor 290
11.2.3.1. Lacuri de depresiune 290
11.2.3.2. Lacuri de baraj 292
11.2.3.3. Particularităţile acţiunii geologice a lacurilor 294
11.2.4. Acţiunea geologică a apelor subterane 297
11.2.4.1. Acţiunea de eroziune, transport şi sedimentare a apelor subterane 302
11.2.4.2. Fenomene carstice 303
11.2.5. Acţiunea geologică a izvoarelor 307
11.3. Gheţarii şi funcţiilor lor geologice 311
11.4. Acţiunea geodinamică a mării 322
11.4.1. Eroziunea marină 322
11.4.2. Transportul marin 326
11.4.3. Sedimentarea marină 338

Scanned with OKEN Scanner

11.4.3.1. Domeniul fluvio-marin: estuare şi delte 338
11.4.3.2. Domeniul litoral şi de platformă 342
11.4.3.3. Domeniul de taluz şi glacis 350
11.4.3.4. Domeniul bazinelor şi foselor oceanice 354
11.4.4. Transgresiuni şi regresiuni marine 359
11.4.5. Concordanţă şi discordanţă 363
11.4.5.1. Tipuri de discordanţe 364
Capitolul 12. Biosfera – agent geologic 370
12.1. Condiţii fizico-chimice de viaţă în domeniul continental şi marin 370
12.2. Eroziunea, transportul şi sedimentarea biogenă 375
12.3. Acţiunea geologică a omului asupra biosferei 378
Capitolul 13. Diageneza, alterarea şi ablaţia geologică 381
13.1. Diageneza sedimentelor 381
13.1.1. Factorii şi etapele de evoluţie a diagenezei 381
13.2. Relaţii între diageneză şi metamorfism 383
13.3. Alterarea rocilor 383
13.3.1. Alterarea fizică 383
13.3.2. Alterarea chimică 386
13.3.3. Alterarea biologică 389
13.4. Ablaţia produselor de alterare 392
13.4.1. Ablaţia prin gravitaţie 392
13.4.2. Ablaţia prin apele de şiroire 398
13.5. Deflaţia şi coraziunea 404
13.6. Forme de relief generate de alteraţia şi ablaţie eoliană 407
Capitolul 14. Faciesuri geologice 411
Capitolul 15. Elemente de geocronologie. Vârste relative şi absolute în geologie. Evoluţia generală a litosferei în timp geologic 417
15.1. Vârsta relativă (cronologie relativă) 418
15.1.1. Metode paleontologice 418
15.1.2. Magnetostratigrafia 421
15.2. Vârsta absolută (radiogenică) 421
15.2.1. Metode de datare prin fenomene nucleare naturale 421
15.2.2. Alte metode de datare 425
15.3. Evoluţia generală a litosferei în timp geologic 426
15.3.1. Principalele unităţi stratigrafice 426
15.3.2. Scara stratigrafică 428
15.3.3. Prezentarea sintetică a evoluţiei litosferei în timp geologic 432
Bibliografie 449
Index 453

Scanned with OKEN Scanner

CUVÂNT ÎNAINTE

Acest volum s-a născut din necesitatea concentrării într-o lucrare amplă a tuturor datelor vechi şi noi asupra planetei pe care trăim cu toţii.

Un al doilea motiv al apariţiei prezentei cărţi îl constituie faptul că o lucrare precedentă, de dimensiuni similare, a apărut în ţara noastră în urmă cu 24 de ani, iar multe dintre problemele tratate în acea lucrare sunt astăzi abandonate sau altfel interpretate.

Un al treilea motiv îl constituie expansiunea extraordinară a omului în spaţiul cosmic şi tendinţa din ce în ce mai concretă de a „pune piciorul" pe planeta Marte, soră cu planeta noastră în Sistemul Solar. Din acest punct de vedere, considerăm că este de datoria noastră, mai întâi, să punem la dispoziţia celor interesaţi datele cele mai noi despre „casa noastră Terra", pentru ca apoi să putem înţelege particularităţile specifice ale altor planete din Sistemul Solar.

În acest fel, sperăm să oferim celor interesaţi primul volum de *Geologie fizică* tipărit la Editura Universităţii „Al. I. Cuza" din Iaşi, ce reflectă una dintre preocupările specialiştilor de la cea mai veche Catedră de Geologie–Paleontologie din ţară, care a fost înfiinţată de Grigore Cobălcescu în anul 1863.

Geologia fizică este o disciplină complexă, cu o poziţie tipică de graniţă între disciplinele clasice de Astronomie, Matematică, Fizică, Chimie şi Biologie. Ea reprezintă „poarta de intrare" pentru toţi cei ce doresc să studieze sau să se specializeze în Ştiinţele Pământului. Mai recent, Astrogeologia este o nouă componentă a Geologiei fizice, care se ocupă de cunoaşterea geologică a tuturor corpurilor din spaţiul extraterestru. În acest context nou al Geologiei fizice, am conceput această lucrare ca pe un traseu care începe cu faza pregeologică a Terrei, perioada de naştere a acestei planete, apoi prezentând caracteristicile fizice ale spaţiului cosmic şi evoluţia acestuia până la individualizarea tuturor planetelor Sistemului Solar. Am „coborât" apoi pe Pământ, prezentând toate etapele de evoluţie a acestuia, toate caracteristicile fizice şi alcătuirea geologică, pornind de la suprafaţă până în centrul planetei noastre. Am considerat util să ne ocupăm în continuare de fenomenele fizice care au determinat ulterioara evoluţie a Terrei după consolidarea acesteia, cum ar fi cele interne, cuprinse în capitolele de dinamică internă, şi cele externe, prezentate în capitolele de dinamică externă. Nu am neglijat nici influenţa biosferei şi a omului, în special, în evoluţia externă a globului terestru.

În abordarea problemelor, ne-am ocupat în mod distinct de cele două mari domenii ale Pământului: cel continental şi cel oceanic. La toate fenomenele pe care le-am prezentat şi care au influenţat evoluţia scoarţei terestre, am căutat să evidenţiem cauza principală a acestora, teoria globală a plăcilor tectonice.

Scanned with OKEN Scanner

Pentru prezentarea tuturor problemelor din această lucrare, precum şi a interpretărilor personale, am consultat toate volumele importante apărute în diferite ţări, inclusiv în România. Am avut însă ca model lucrările similare ale profesorului Charles Pomerol (Universitatea Pierre et Marie Curie, Paris VI) şi ale colaboratorilor săi, care au apărut până în prezent în 12 ediţii. La elaborarea acestui volum, am avut drept colaboratori doi tineri, şef lucrări dr. Viorel Ionesi şi asistent drd. Daniel Ţabără, care m-au ajutat efectiv prin participarea lor tinerească, prin relaţia stabilită cu lumea întreagă datorită internetului, prin elaborarea directă a unor părţi din lucrare, şi chiar prin „critica" adusă datelor prezentate iniţial sau a interpretărilor diferite ale unor ipoteze mai vechi. Un rol important în finalizarea acestei lucrări l-au avut cei doi referenţi ştiinţifici, acad. prof. dr. Liviu Ionesi, de la Universitatea „Al. I. Cuza" din Iaşi, şi prof. dr. Paulică Răileanu de la Universitatea Tehnică „Gh. Asachi" din Iaşi. Prin competenţa lor, aceşti doi referenţi ştiinţifici au făcut unele sugestii, au „modelat" unele interpretări sau au sugerat unele modificări justificate. Este locul să le mulţumim sincer pentru colaborare.

Această lucrare, aşa cum este concepută, se doreşte a fi utilă celor interesaţi de spaţiile interplanetare, acum în epoca zborurilor cosmice, dar şi de cunoaşterea adâncurilor planetei, rămase încă mult timp în „întuneric". Ea poate fi un sprijin util tuturor celor ce studiază Ştiinţele Pământului, geologi, geografi, biologi, studenţi sau simpli iubitori ai ştiinţelor naturii şi ai secretelor acestora.

Suntem conştienţi că lucrarea prezintă şi unele imperfecţiuni sau neajunsuri, datorate fie unei insuficiente documentări, fie unei interpretări hazardate a unor fenomene. Ea este rodul stadiului actual de cunoaştere în domeniu. Din acest punct de vedere, cerem tuturor celor ce o vor folosi îngăduinţă. Credem că, la viitoarele ediţii, toate aceste imperfecţiuni vor fi eliminate, că vor fi adăugate noi elemente interesante şi utile în caracterizarea geologico-fizică a casei noastre a tuturor, planeta PĂMÂNT.

Prof. dr. Leonard Olaru

Scanned with OKEN Scanner

Capitolul 1

Introducere

1.1. Obiectul geologiei fizice

Geologia, ca termen, provine din unirea cuvintelor greceşti *γη (ghe)* = pământ şi *λογος (logos)* = ştiinţă, convorbire, discurs. Aşadar, etimologic, Geologia ar reprezenta ştiinţa Pământului în general. În mod corect, termenul a fost utilizat într-un text de către Escholt în 1657, iar mai târziu, în 1779, H. B. de Saussure îl utilizează ca titlu al unei sinteze publicate. Dacă pentru început termenul de geologie avea un sens mai larg, circulând în paralel cu alţi termeni (de exemplu *geognosie*), în ultimele două secole termenul de geologie s-a restrâns pe măsura dezvoltării cunoştinţelor despre scoarţa terestră şi a desprinderii altor ştiinţe ca Geochimia, Geofizica, Geomorfologia, care împreună cu termenul consacrat alcătuiesc **geoştiinţele**. În acest caz, Geologia este o ştiinţă care studiază compoziţia şi alcătuirea litosferei terestre, precum şi fenomenele şi procesele ce duc la schimbări ale acesteia în condiţiile ambianţei naturale în care evoluează Pământul. Dacă, referindu-ne la compoziţie, ne gândim la conţinutul chimic, mineralogic, petrografic, litostratigrafic şi paleontologic al litosferei, atunci când vorbim de alcătuire, ne gândim la structura de ansamblu şi locală a scoarţei Pământului.

Geologia are ca scop teoretic reconstituirea istoriei şi evoluţiei litosferei, iar ca utilizare practică punerea în valoare a rezervelor de substanţe minerale utile şi a precizării condiţiilor optime de amplasare a fundaţiilor construcţiilor inginereşti civile şi industriale. În decursul timpului, procesul larg de specializare şi diferenţiere a disciplinelor geologice s-a accelerat foarte mult, ceea ce a dus astăzi la existenţa a numeroase discipline cu caracter geologic. Ele se pot grupa în discipline de *cercetare*, pentru studii fundamentale şi pentru orientarea în ansamblu; de *prospecţiune*, pentru studii aplicative legate de identificarea de substanţe minerale utile; de *explorare*, pentru delimitarea, stabilirea rezervelor, a calităţii tehnologice şi valorii economice a unei concentraţii minerale utile, cunoscută anterior. Astfel, indiferent de cantitatea de date geologice şi de valoarea de detaliu cu care operăm, nu trebuie să pierdem din vedere caracterul complex dar unitar al evoluţiei litosferei. În acest context, **Geologia fizică** are rolul de a

Scanned with OKEN Scanner

pune în valoare conexiunile generale şi condiţiile de ansamblu în care se desfăşoară cauzalitatea geologică prin studiul transformărilor de astăzi ale litosferei ca o reflectare a evoluţiei ei trecute.

Sintetizând cele menţionate anterior, **Geologia fizică** poate fi definită ca disciplina ce se ocupă cu studiul fenomenelor şi proceselor geologice de astăzi, împreună cu condiţiile naturale generale în care se produc, în vederea descifrării istoriei şi legilor de evoluţie a litosferei. Pentru caracterizarea Geologiei fizice s-au folosit şi alte denumiri, între care amintim: **Geologie generală, Principii de geologie, Bazele geologiei, Introducere în geologie, Geologie dinamică, Geologie actualistică.** Utilizarea acestor denumiri s-a făcut în funcţie de elementele pe care diverşi autori au căutat să le evidenţieze, nici unul din termeni însă nu poate reflecta perfect sfera de preocupări cuprinse în definiţia dată de noi mai sus. Termenul de **Geologie fizică** este cel mai cuprinzător şi mai adecvat pentru această disciplină care include principii de geologie fizică, relaţii Planetologie – Geologie, relaţii Fizica globului – Geologie, Geodinamică internă, Geodinamică externă, probleme generale teoretice de geologie. Geologia fizică nu trebuie confundată cu Fizica globului (Geofizică generală), care studiază prin metode matematice mărimea în spaţiu, distribuţia, variaţia în timp şi cauzele câmpurilor fizice ce afectează Pământul, precum şi metodele de măsurare a acestora în vederea diverselor tipuri de prospecţiuni geofizice.

1.2. Relaţii cu alte ştiinţe ale naturii

Geologia fizică are relaţii strânse cu anumite discipline ce se grupează în ştiinţele naturii de la care împrumută o serie de date şi informaţii, metode şi principii pentru a-şi defini propriile concluzii asupra compoziţiei, alcătuirii şi evoluţiei litosferei. Între disciplinele mai apropiate de Geologia fizică amintim:

Astronomia, ştiinţa ce se ocupă cu corpurile materiale la scară cosmică şi care furnizează geologiei informaţii despre ambianţa în care evoluează Pământul ca planetă, precum şi date despre mişcările, dimensiunile şi forma generală a globului terestru. Împreună cu Astronomia, Geologia fizică discută ipotezele cosmogonice, referitoare la naşterea Sistemului Solar şi a Terrei. Din relaţia cu Astronomia a luat naştere o nouă ştiinţă de graniţă, **Astrogeologia**, ulterior denumită **Planetologie**, a cărei primă ramură în plină dezvoltare şi cu argumente din ce în ce mai concrete este **Selenologia** (*Selena* = Lună).

Fizica oferă Geologiei fizice date privind gravitaţia, magnetismul, electricitatea, precum şi informaţii referitoare la mecanică, curgerea

Scanned with OKEN Scanner

fluidelor, termodinamică, fizică nucleară. Geologia oferă în schimb Fizicii date referitoare la distorsiunea rocilor, deformarea plastică şi rupturală a corpurilor uriaşe (masive montane), informaţii asupra caracterelor fluidelor din interiorul Pământului (lave, apă, petrol, gaze vulcanice şi combustibile) şi a circulaţiei lor prin mediile poroase şi fisurate. De asemenea, geologia oferă relaţii asupra surselor de energie şi a potenţialului caloric al Pământului, precum şi asupra semnificaţiei geologice a diverşilor izotopi ai elementelor din minerale, ce a generat astăzi o disciplină nouă, **Geologia izotopilor**. Între Geologia fizică şi Fizică a luat naştere o disciplină specifică, de graniţă, **Geofizica**, despre care am amintit mai sus.

Chimia, care studiază compoziţia şi mişcarea materiei la nivelul atomilor, explică geologiei mecanismul de grupare şi regrupare a atomilor în procesele de geneză şi alterare a mineralelor ce intră în compoziţia rocilor. Geologia oferă tipurile de asociaţii chimice materiale (mineralele), modul lor de ocurenţă, după afinităţile elementelor şi proceselor fizico-chimice din scoarţa terestră. La graniţa dintre aceste două discipline a apărut **Geochimia,** care urmăreşte legile de distribuţie în spaţiu şi timp a elementelor chimice în mod special în litosferă. Geologia fizică are relaţii strânse cu Geochimia în probleme de surse de energie calorică ale Pământului, alterarea rocilor, formarea depozitelor de precipitaţie chimică etc. O nouă disciplină de graniţă – **Biogeochimia** – reflectă legături complexe între disciplinele clasice de biologie, geologie şi chimie.

Biologia, ca ştiinţă a proceselor vii, dă geologiei criterii de clasificare a fosilelor prin teoria evoluţiei organismelor. Acest fapt duce la stabilirea vârstei relative (geologice) a stratelor. Biologia are strânse legături cu **Paleontologia** şi **Biostratigrafia**, dar relaţiile cu Geologia fizica sunt întemeiate pe baza **Ecologiei**, ce stabileşte legile de interdependenţă între mediul înconjurător şi organismele actuale. Referindu-ne la istoria evoluţiei scoarţei terestre, putem vorbi de importanţa deosebită a **Paleoecologiei**, ce permite geologiei să facă interpretări asupra condiţiilor fizico-chimice în care au trăit vieţuitoarele, ale căror urme s-au păstrat prin fosile, reconstituind astfel condiţiile de mediu în care s-au depus diferite formaţiuni geologice sedimentare şi condiţiile lor paleogeografice.

În condiţiile relaţiilor între Geologia fizică şi o serie de discipline amintite mai sus au luat naştere o serie de domenii noi, de mare actualitate ca **Biocosmochimia, Geologia medicală, Bioseismologia.**

Geografia furnizează Geologiei fizice date asupra morfologiei suprafeţei terestre, a cinematicii şi a modului ei actual de transformare. Geologia îi oferă în schimb informaţii privind dinamica fenomenelor ce afectează scoarţa terestră, a influenţei litologiei şi structurii formaţiunilor geologice asupra reliefului. Ca disciplină de graniţă a luat naştere **Geomorfologia**, ce

Scanned with OKEN Scanner

studiază legile de evoluţie a formelor terestre.

Matematica a devenit în ultimul timp indispensabilă pentru redarea prin modelare sau prin interpretare cantitativă a fenomenelor geologice complexe. Prin introducerea şi extinderea în interpretare a computerizării şi prin utilizarea statisticii matematice, pot fi prelucrate o multitudine de date discrete, scalare sau vectoriale, pot fi efectuate calcule de probabilitate, construcţii grafice pentru rezolvări aproximative în vederea stabilirii unor procese şi fenomene geologice, care nu pot fi repetate sau create în laborator. Aceste rezultate ajută foarte mult în elaborarea concluziilor geologice finale privind interpretarea unor fenomene ca orogenia, metamorfismul, sedimentarea ş.a. Prin particularitatea programării şi prelucrării pe ordinatoare a datelor geologice s-a individualizat şi o nouă ramură a geoştiinţelor, **Geologia matematică** sau **Geomatematica**. În lume sunt multe realizări în domeniul acestei noi ştiinţe geologice, dar şi la noi în ţară s-au obţinut rezultate prin modelarea unor fenomene şi procese sedimentologice (M. şi Gr. Dimitriu), hidrogeologice (Al. Gheorghe) şi de geologie inginerească (P. Bomboe).

În general, raporturile dintre Geologie şi celelalte ştiinţe au evoluat treptat către eliminarea procedeelor şi metodelor clasice de cercetare şi utilizarea unor metode combinate, împrumutate de la alte ştiinţe. Pe acest plan nou de relaţii cu alte ştiinţe s-a conturat apariţia a numeroase **ştiinţe de graniţă**, care impietează din ce în ce mai mult asupra domeniilor tradiţionale. Referindu-ne la Geologia fizică, noile legături s-au orientat mai mult către Fizică, Astronomie, Planetologie, în detrimentul relaţiilor clasice cu Chimia, Biologia şi Geografia. Este posibil ca în viitor, în funcţie de tendinţele de evoluţie a geoştiinţelor, să se realizeze o interpenetrare între domeniile Geologiei fizice şi studiul efectelor terestre date de activitatea umană, dintre care poluarea industrială începe de pe acum să se detaşeze. Este vorba despre primii germeni ai unei noi ramuri a geoştiinţelor, aşa-numita geologie a omului sau **Environmental Geology**.

Scanned with OKEN Scanner

Capitolul 2

Metode de cercetare

2.1. Cercetarea inductivă

În cadrul acestui tip de cercetare se porneşte prin culegerea de date individuale din puncte izolate, care ulterior – prin generalizare şi interpretare – pot da o imagine de ansamblu asupra unui obiectiv geologic luat în studiu. Pentru o interpretare cât mai concretă şi mai veridică a fenomenului geologic studiat, se fac numeroase observaţii directe de teren, în aflorimente, galerii, foraje, continuate prin numeroase activităţi de laborator şi coroborate cu măsurători şi interpretări geofizice, geochimice, aerofotogrammetrice şi de teledetecţie.

2.1.1. Observaţii directe în teren

Procedeul observaţiilor directe în teren, deşi cu un larg caracter descriptiv, este încă des folosit în geologie şi este începutul oricărui studiu geologic, indiferent de scopul pe care şi-l propune. Observaţiile în teren se execută asupra *aflorimentelor* (deschiderilor la zi) în rocile *in situ* (în loc) urmărindu-se roca „vie" şi nu alterată. În afara aflorimentelor, observaţiile de teren se fac în *cariere, galerii* şi *lucrări miniere*, cum ar fi *şanţuri, gropi, puţuri săpate*, precum şi asupra *carotelor* extrase din foraje.

Spiritul de observaţie al geologului este deosebit de important. Acesta depinde de talentul, practica profesională şi pasiunea pe care o depune acesta în activitatea de teren. Profesiunea de geolog impune eforturi intelectuale şi fizice simultane, folosindu-se o instrumentaţie simplă, fără o documentaţie şi laboratoare complexe, de unde derivă şi deviza internaţională a geologilor *mente et malleo* (cu mintea şi ciocanul).

Geologul trebuie să aibă o foarte bună pregătire profesională pentru a sesiza cele mai mici amănunte, deosebit de importante în cercetarea geologică. În comparaţie cu inginerul din uzină, care îndrumă, organizează şi coordonează producţia pe care o fac maiştrii şi muncitorii, aici inginerul şi lucrătorul direct este însuşi geologul. Geologul trebuie să stabilească toate caracterele rocilor vizibile cu ochiul liber, precum şi prezenţa mineralelor principale, modul de zăcământ, granulometria materialului detritic, grosimea stratelor, modul şi gradul de alterare a rocilor, succesiunea litologică şi

Scanned with OKEN Scanner

orientarea în spaţiu a stratelor, conţinutul paleontologic principal şi modul de distribuţie a fosilelor, caracterul şi orientarea fisurilor, raportul dintre rocă şi solul format pe aceasta. Pentru concretizarea acestor observaţii, se fac măsurători spaţiale cu *busola geologică*, măsurători de distanţă (cu pasul, ruleta), se notează datele în carnetele de teren, se fac schiţe, se execută grafic coloane litologice, se trec punctele de observaţie şi valoarea măsurătorilor în cadrul unei hărţi geologice unitare.

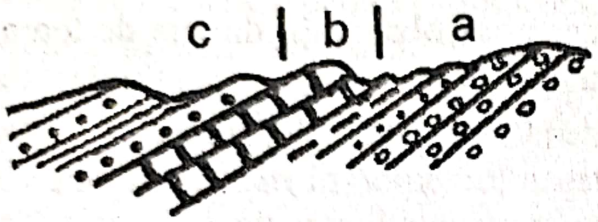


Fig. 1. Strate înclinate (în ordinea vârstei de la vechi spre nou a, b, c) afectate de mişcări după timpul c (după V. Lăzărescu, 1980).

Unele concluzii pot fi simple şi imediate în cazul stratelor înclinate evident, care indică faptul că au luat această poziţie în spaţiu datorită unor mişcări tectonice care le-au afectat, schimbându-le poziţia lor iniţială. De exemplu, în figura 1 se poate observa un pachet diferit de roci care au fost depuse în ordinea vechimii (de la a la c) şi care au fost afectate de mişcări tectonice, care le-au dat o poziţie înclinată după depunerea stratelor c.

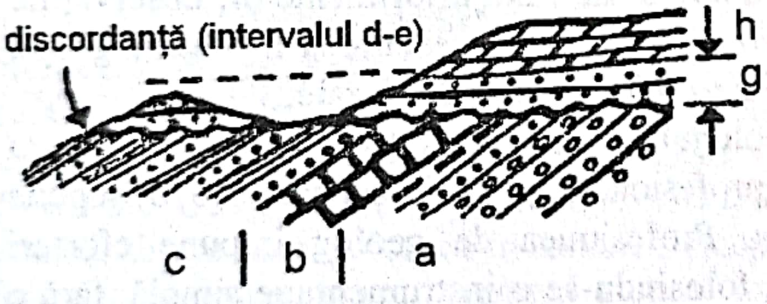


Fig. 2. Strate înclinate (a, b, c), acoperite discordant de depozite orizontale mai noi (g, h), afectate de mişcări tectonice în intervalul d-e (adică după depunerea stratului c şi înainte de g) (după V. Lăzărescu, 1980).

În cazul figurii 2, situaţia este mai complicată. După depunerea în ordine a stratelor a, b şi c şi după înclinarea lor, a urmat o acoperire discordantă de depozite orizontale mai noi, g - h, care au fost afectate de mişcări tectonice după depunerea stratului c şi înainte de g. Există şi unele cazuri când se produc îndoiri gravitaţionale de strate la capete (Fig. 3a) sau blocuri alunecate cu o înclinare aberantă, care nu au nimic în comun cu mişcările tectonice, sau poate tocmai rezultanta acestor mişcări a dus la modificări de acest gen.

Geologului îi revine misiunea concretă de a preciza situaţia reală din teren. O schimbare de facies a aceluiaşi strat urmărit pe înclinare, prin

trecerea în sus la faciesuri mai grosiere, sugerează condiţii de sedimentare în bazine cu apă puţin adâncă, deci existenţa ridicării fundului bazinului marin. Din exemplele prezentate şi din multitudinea de probleme care se pun şi apar în observaţiile de teren şi care se cer rezolvate pe loc, se poate constata că geologului i se cer: o pregătire multilaterală solidă, dexteritate în aprecierea corectă a datelor de teren, simţ dezvoltat de orientare în spaţiu şi un deosebit spirit de sinteză, de încadrare a datelor izolate obţinute din aflorimente în imaginea unitară a obiectului geologic luat în studiu. Dificultăţile mari provin din faptul că geologul lucrează spaţial cu corpuri complexe, de dimensiuni mult mai mari decât cele umane, care au evoluat într-un timp geologic îndelungat.

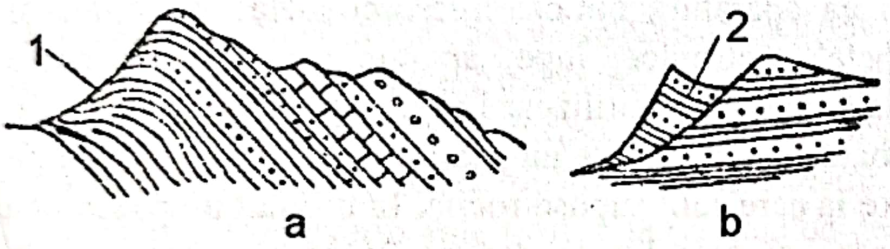


Fig. 3. Deformări superficiale ale stratelor: a - îndoiri gravitaţionale locale ale capetelor de strat; b - bloc alunecat cu strate înclinând aberant (după V. Lăzărescu, 1980).

Datele observate direct de geolog sunt completate de foraje şi galerii subterane, de unde se pot preleva (recolta) carote şi eşantioane de roci nealterate. În examinarea acestor probe, se foloseşte *carotajul geofizic* (diagrafia de sondă) ce se referă la viteza de săpare, variaţia presiunii la fundul găurii de sondă etc., pe care geologul trebuie să le cunoască, şi, prin coroborare cu datele observate de el direct în teren, se ajunge la o concluzie unitară.

La începerea campaniei de teren, geologul trebuie să aibă o serie de ipoteze de lucru, pe care le face din documentaţia prealabilă, dar în final el poate să schimbe datele ipotetice iniţiale în funcţie de rezultatele din teren. În acest sens, citãm pe cunoscutul om de ştiinţă Ch. Nevin, care afirma că „în domeniul deformărilor rupturale există falii observabile, falii deduse şi falii necesare". Dar observaţiile directe din teren nu sunt suficiente pentru rezolvarea problemelor geologice, de aceea trebuie prelevate (recoltate) probe pentru continuarea studiului în laborator.

inv. 158724

Scanned with OKEN Scanner

2.1.2. Observații de laborator

Observațiile de laborator continuă întotdeauna pe cele de pe teren şi se efectuează pe probe, prelevate de geolog din aflorimente, din carote de foraj sau probe provenite din galeriile subterane ale minelor. În laborator, în funcţie de scopul cercetării, probele sunt supuse la procese de pregătire fizică sau chimică. Acestea au ca rol furnizarea materialului adecvat analizelor ce vor urma. Dintre procesele fizice menţionăm zdrobirea eşantioanelor (concasare), cernerea, executarea de secţiuni subţiri, spălarea, topirea în cuptoare etc. Dintre procesele chimice - dizolvarea, macerarea chimică cu ajutorul acizilor şi bazelor tari, topirea etc.

Analizele în laborator necesită o aparatură din ce în ce mai complexă şi mai modernă. Amintim ca aparatură optică: microscoapele biologice şi polarizante, microscoapele electronice, lupe, aparate de vizare şi citire automate etc. Între celelalte aparate se utilizează spectrografe, derivatografe, spectrofotometre etc. Toate aceste aparate au scopul de a oferi rezultate pe baza analizelor complexe la care sunt supuse rocile. În ultimul timp, tehnica modernă de automatizare şi calcul este din ce în ce mai utilizată în laboratoarele geologice pentru stocarea şi interpretarea numeroaselor date geologice complexe, în vederea efectuării unor studii geologice de mare precizie. Astăzi, interpretarea aerofotogramelor sau a datelor primite de la sateliţi nu mai poate fi făcută decât pe baza utilizării metodelor de statistică matematică, de probabilitate şi prognoză geologică, care reclamă o tehnică modernă de calcul şi interpretare. De asemenea, despre geologia unei regiuni, structura sa şi resursele utile pe care le poate oferi, este absolut necesar să facem o interpretare corectă a numeroaselor şi complexelor date pe care le deţinem numai prin utilizarea unor calculatoare de performanţă.

2.1.3. Metode indirecte de cercetare

Metodele indirecte de cercetare reprezintă de fapt o continuare a etapei de laborator, care se referă cu precădere la interpretarea datelor prin diferite procedee şi finalizarea unor studii pe baza concluziilor la care se poate ajunge în urma etapelor de cercetare parcurse.

Între metodele indirecte de cercetare vom aminti pe cele mai moderne:

Aerofotogeologia este o metodă de cuprindere într-o imagine unitară sintetică a unor date geologice de un anumit tip, cum ar fi de exemplu înclinarea stratelor, alunecările de teren, răspândirea şi curgerea apelor

Scanned with OKEN Scanner

freatice etc. Metoda se aplică în regiuni necunoscute sau greu accesibile şi constă din îmbinarea fotografiei cu efectuarea pe teren a unui studiu de teren pe un profil etalon, necesar interpretării. Se execută fotografii din avion sau elicopter în condiţii climaterice favorabile, fotografieri în infraroşu, pentru stabilirea circulaţiei apelor subterane (infraroşu apropiat) şi pentru stabilirea valorii fluxului termic terestru (infraroşu îndepărtat). Pentru utilizarea acestei metode, se cere o aparatură adecvată şi tehnicieni specialişti în folosirea acestei aparaturi.

Metodele geochimice, prin măsurătorile făcute, redau efectele de la suprafaţă ale unor fenomene şi procese chimice, care îşi au originea în interiorul Pământului, la adâncimi variate. Mediul prin care ele sunt filtrate, crusta terestră, are funcţia de transfer al elementelor chimice, care migrează către suprafaţă. Transformările geochimice se pot produce la suprafaţă sau în apropierea acesteia, ele fiind reprezentate prin alterarea rocilor, procesele exotermice produse prin reacţiile dintre vaporii şi gazele ce ies din soluţie, din lave etc. În acest caz, funcţia crustei terestre de transfer are o mică importanţă. Dacă sursa este profundă (zonele de generare a hidrocarburilor, locul de naştere a vaporilor de la baza geyserelor, porţiunile de mobilizare a plăcilor subduse în astenosferă), atunci influenţa funcţiei de transfer al elementelor chimice de către crusta terestră are o importanţă decisivă. Aceasta se manifestă prin topiri ale rocilor, ieşiri sau intrări în soluţie a vaporilor, reacţii chimice care au loc pe parcurs etc. Multe din rezultatele finale privind măsurarea diferitelor procese geochimice profunde din crusta terestră sunt însă influenţate de sensibilitatea şi erorile aparatelor de măsură. În aceste condiţii, posibilităţile de interpretare geologică a respectivelor măsurători geochimice au un anumit grad de limitare şi ele trebuie completate cu datele provenite de la alte metode de investigaţie.

Metodele geofizice de cercetare oferă date asupra caracterelor actuale ale Pământului, deci asupra distribuţiei în spaţiu a diferitelor aspecte fizice la scară terestră, regională sau locală (ex. anomalii gravimetrice, discontinuităţi seismice etc.). Prin diverse metode de investigaţie geofizică se obţin date despre transformările din interiorul Pământului ca, de exemplu, deriva plăcilor litosferice, schimbările în timp geologic a orientării magnetizării rocilor, variaţia câmpurilor naturale de gravitaţie, magnetism, electricitate, radioactivitate sau a câmpurilor provocate de electricitate şi radioactivitate indusă, unde seismice produse de explozii etc. O caracteristică a măsurătorilor fizice este aceea că ele sunt rezultanta

Scanned with OKEN Scanner

suprapusă a mai multor cauze de la adâncimi diferite; în acest caz, separarea fiecărei surse de anomalii este greu de făcut. În general dificultăţile principale pe care le ridică cercetarea geofizică în geologie sunt următoarele:

- Nici o metodă nu poate epuiza complet problemele geologice în studiu şi de aceea se impune o cercetare geofizică complexă, prin suprapunerea de date, ceea ce duce la concluzii geologice generale.
- Anomaliile geofizice de cele mai multe ori nu sunt plasate deasupra corpurilor perturbante, ci sunt deviate din cauza înclinării liniilor de forţă ale câmpului magnetic, ceea ce impune o corecţie prin proiectarea datelor pe un plan perpendicular pe aceste linii, operaţie numită şi „reducere la poli".
- Utilizarea metodelor geofizice este uneori foarte costisitoare în raport cu eficienţa lor geologică.
- Interpretarea geologică la scară terestră a datelor geofizice întâmpină unele greutăţi din cauza discrepanţei de precizie a unor parametri fizici.
- Greşeli pot apărea şi din cauză că geologii, geofizicienii, geochimiştii nu sunt pe deplin familiarizaţi cu toate problemele fiecărei specialităţi în parte. Astfel, un model sau o soluţie probabilă elaborată de un geofizician poate fi luată ca o concluzie definitivă de un geolog, greşind astfel interpretarea fenomenului în studiu.

Teledetecţia este o metodă modernă de observaţie de la distanţă a unor elemente geologice pe care nu putem să le vedem din apropiere. În teledetecţie se utilizează fluxuri de unde electromagnetice în diferite benzi de frecvenţă şi care se recepţionează ulterior ca unde reflectate, cu aparate sensibile, ce oferă imagini generale ale suprafeţei de teren studiate. Teledetecţia se poate face de pe puncte înalte, din avion sau din satelit. Imaginile oferite prin metoda teledetecţiei sunt apoi interpretate de geologi şi coroborate cu datele obţinute în teren. Dintre dezavantajele teledetecţiei, în primul rând, amintim costul foarte ridicat, apoi accesul dificil la informaţiile oferite de teledetecţie (în general datele sunt secrete).

2.1.4. Experimentarea

Prin experimentare în laborator se urmăreşte reproducerea unor fenomene sau procese ce se petrec în crusta terestră. Unele fenomene, ca de exemplu condiţiile de transformare într-un zăcământ sau curgerea apelor subterane prin roci permeabile, au putut fi modelate prin diferite procedee

Scanned with OKEN Scanner

tehnice. Sunt însă unele fenomene geologice, cum ar fi deformările scoarţei terestre, metamorfismul, care nu au putut fi reproduse în laborator din cauza condiţiilor de presiune şi temperatură la care se produc, a vitezelor lente şi a maselor mari de roci care sunt antrenate în astfel de fenomene. De asemenea, experimentarea nu se poate face în paleontologie şi în paleoecologie. Cu toate acestea, în prezent, în laboratoarele de tectonofizică, cu ajutorul aparaturii moderne electronizate şi computerizate, s-au obţinut realizări importante în domeniul experimentării (ex. modelarea continentului Pangea).

Astăzi, prin utilizarea principiului similitudinii pe modele convenabile, se pot face unele experimentări privind deformările scoarţei terestre în condiţiile unei bune cunoaşteri a mecanismului deformării plastice şi rupturale. În privinţa modelării metamorfismului, rezultatele sunt mai incerte. Trebuie menţionat că, în ultimul timp, asocierea dintre metoda similitudinii a teoriei modelării matematice şi a studierii statistice a valorilor de variaţie a unor parametri geologici poate duce la reproducerea în laborator a unor fenomene geologice complexe care să lămurească încă numeroase elemente necunoscute din geologia fizică a scoarţei terestre şi a globului pământesc.

2.2. Cercetarea deductivă

Datele izolate – pe care le culege geologul în teren sau le obţine din rezultatele analizelor de laborator – reprezintă fragmente sau imagini statice, ce redau în totalitate situaţia actuală a scoarţei terestre. Geologul are însă nevoie să cunoască starea iniţială şi evoluţia fenomenelor care au dus la starea actuală a crustei terestre. Geologul înţelege că rocile reprezintă efectul unor fenomene geologice, care au avut loc în decursul istoriei Pământului. Stratele înclinate, faliile şi şariajele, de exemplu, îi permit geologului să reconstituie procesele tectonice, care au determinat aranjamentul stratigrafic actual. În plus, descoperirea de eventuale resturi fosile ce provin de la diverse vieţuitoare permite o datare a rocilor conţinând aceste resturi (în funcţie de timpul geologic când au trăit respectivele vieţuitoare) şi o ordonare a depozitelor în care au fost găsite.

Folosind astfel cercetarea deductivă, geologul încearcă să coreleze datele punctuale din teren şi rezultatele de laborator şi, pe baza unui raţionament logic, caută să reconstituie situaţia primară, cauzele şi fenomenele ce au condus la imaginea actuală a porţiunii din scoarţa terestră pe care o studiază. Raţionamentul pe care îl utilizează geologul în descifrarea istoriei geologice

Scanned with OKEN Scanner

se bazează pe trei principii: 1) principiul superpoziției stratelor, 2) principiul evoluției organismelor şi 3) principiul actualismului.

2.2.1. Principiul superpoziției stratelor

Acest principiu a fost introdus în geologie de **Nicolaus Steno** sub următoarea formă: Într-o succesiune de depozite sedimentare în continuitate de depunere sau într-o serie de curgeri de lave rămase nedizlocate de mişcări tectonice sau slab afectate de acestea, stratele sunt din ce în ce mai noi, dacă ele sunt urmărite de jos în sus şi de-a lungul aceleiaşi verticale.

Pentru aplicarea acestui principiu, geologul trebuie să urmărească dacă succesiunea unor strate nu este deranjată, folosind toate metodele şi procedeele pe care le are la îndemână. Geologul trebuie să înțeleagă fenomenele care au dus la această stratificație. De exemplu, dacă în masa unor calcare jurasice s-au întâlnit gresii sau nisipuri intercalate, ce au apărut în unele carote din foraje, geologul trebuie să ia în calcul posibilitatea ca, pe traseul unor falii sau crăpături din calcarele jurasice, apele de precipitație să fi pătruns şi să fi depus – în golurile sau peşterile ce le-au creat prin dizolvare – aceste roci mai noi (cuaternare) care apar astfel intercalate, pe verticala aleasă, între calcare. Acest exemplu se întâlneşte şi la noi în țară, în calcarul de Mateiaşu (lângă Câmpulung Muscel), dezvoltat în facies recifal Jurasic superior de Stramberg, unde, prin foraje de mică adâncime şi galerii în coasta de deal, s-au găsit nisipuri şi pietrişuri cu fosile cuaternare (Fig. 4).

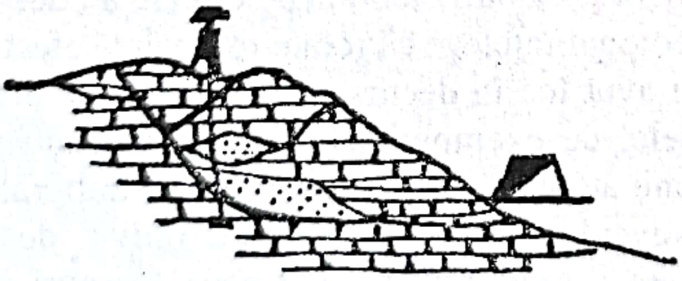


Fig. 4. Gol carstic (peşteră), într-o masă de calcare fisurate, colmatat cu depozite noi (cuaternare). Aceste depozite pot fi interceptate de lucrări de foraj sau miniere şi să creeze o falsă impresie de intercalație de nisipuri şi gresii în calcare (după V. Lăzărescu, 1980).

Există situații în care între depozitele mai noi de deasupra şi cele mai vechi, ce se găsesc dedesubt, nu există continuitate, ci există o discordanță fără soluri îngropate. Se respectă aici principiul superpoziției stratelor, chiar dacă între cele două grupe de strate apare o lacună stratigrafică sau de sedimentare (Fig. 2).

Scanned with OKEN Scanner

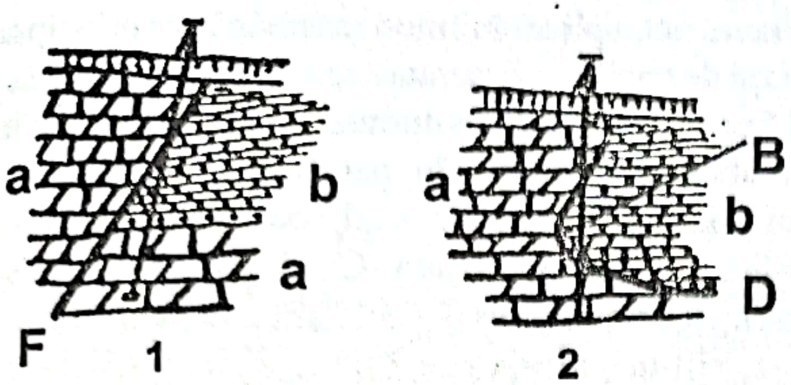


Fig. 5. Două interpretări ale succesiunii stratelor întâlnite într-un foraj. 1: calcare cretacice (a) încălecate printr-o falie inversă (F) peste depozite paleogene cu numuliți (b) ce s-au dezvoltat în continuitate pe terenuri cretacice. 2: o faleză veche cu o nișă, săpată în calcare cretacice (a) de către marea paleogenă care a depus sedimente cu numuliți în fața falezei și în nișa de abraziune (B), deasupra căreia în surplombă se află calcarele mai vechi. În acest caz, între formațiunile a și b există o discordanță (D) (după V. Lăzărescu, 1980).

În teren există diverse situații de superpoziții, în care intervin o serie de fenomene tectonice sau de geodinamică externă și internă, care complică poziția spațială a stratelor, ceea ce trebuie descifrat corect și cu competență de către geolog. De exemplu, unele foraje amplasate la limita dintre calcarele cretacice și cele paleogene vechi (terțiare), în Dobrogea, au pus în evidență o situație interesantă. În figura 5.1, coloana de foraj a întâlnit o falie (F) inversă, după care calcare mai vechi cretacice (a) încalecă peste depozite paleogene cu numuliți (b) mai tinere. Aceste depozite cu nummuliți (eocene) stau discordant peste calcare cretacice, dar blocul de calcare din stânga figurii a încălecat după această falie peste depozite mai noi din dreapta figurii. Aici superpoziția stratelor trebuie interpretată ținând cont de factorul tectonic, falia inversă, care a intervenit în succesiunea normală a stratelor. În altă situație (Fig. 5.2), eroziunea mării (abraziunea) eocene a creat în faleza sa o nișă, depunând, după o discordanță, în această nișă formațiuni paleogene cu numuliți, peste care se găsesc calcare cretacice mai vechi.

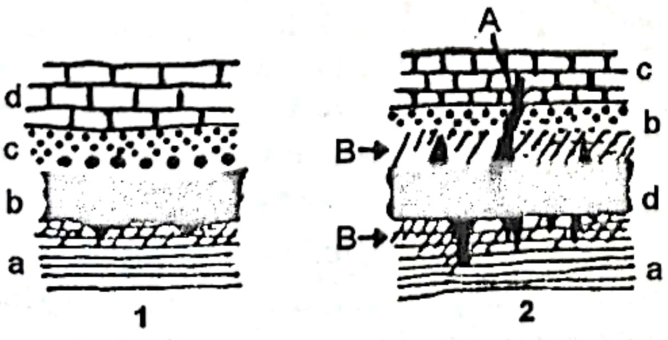


Fig. 6. Deosebirea dintre o curgere de lavă (b în cazul 1) și o intruziune stratiformă (sill), paralelă cu celelalte strate (d în cazul 2); a, b, c, d - succesiunea de vârstă a formațiunilor geologice. A - apofiză; B - aureola de metamorfism (după V. Lăzărescu, 1980).

Scanned with OKEN Scanner

În cazul curgerilor de lavă, se aplică în mod asemănător principiul superpoziţiei stratelor, atât faţă de rocile sedimentare cu care vin în contact, cât şi între ele. Atunci când lavele au o curgere normală şi acoperă un relief deja format, ele trimit protuberanţe numai în pat (Fig. 6.1) pe care-l transformă (metamorfozează prin contact termic – „îl coc"), structura lavei fiind amorfă sau hemicristalină, adesea vacuolară. Când lava este intrusă, formând *sill*-uri (filoane-strat), ea este mai nouă decât stratele pe care stă şi care o acoperă. În acest caz, sill-ul are apofize în sus şi în jos, iar prin pătrunderea forţată a lavei prin crăpături se formează o aureolă de metamorfism în culcuş şi în acoperiş. Rocile formate din lavă sunt holocristaline, întrucât lava se răceşte încet de această dată (Fig. 6.2).

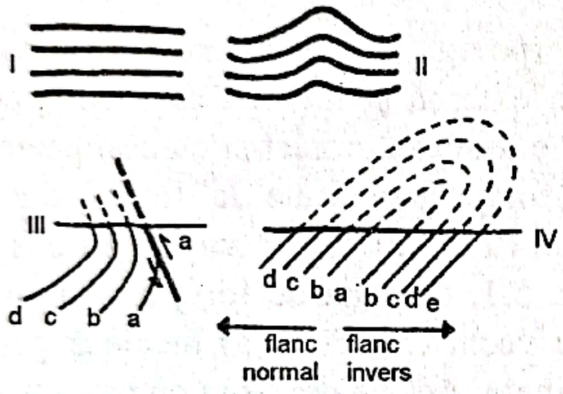


Fig. 7. Cazuri în care condiţiile tectonice permit aplicarea principiului superpoziţiei (I şi II) şi cazuri în care ele nu permit aplicarea lui (III - strate retrusate sub o falie de încălecare; flancul invers al cutei din cazul IV) sau permit doar o aplicare parţială (IV - flancul normal al unei cute deversate) (după V. Lăzărescu, 1980).

La stabilirea superpoziţiei stratelor în roci cutate, trebuie urmărită acţiunea tectonicii asupra zonei cercetate, cu atenţie, pentru a evidenţia poziţia normală sau răsturnată a stratelor (Fig. 7). În cazul teraselor, se poate aplica principiul superpoziţiei, dar aici terasele cele mai înalte sunt cele mai vechi, cele mai apropiate de râu sunt cele mai noi. Este singurul caz când se face excepţie de la principiu; astfel, terasele apropiate de râu sunt cele mai noi, iar cele mai depărtate sunt cele mai vechi (Fig. 8).

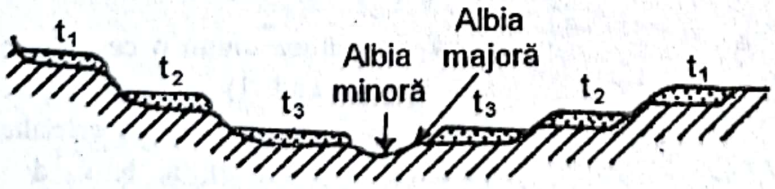


Fig. 8. Secţiune transversală a unei văi ce indică poziţia teraselor şi ordinea vârstei lor: t_3 - terasa inferioară (cea nouă); t_2 - terasa medie; t_1- terasa superioară (cea mai veche dintre terasele reprezentate) (după V. Lăzărescu, 1980).

În cazul unei discordanţe cu extindere mare, când depozitele marine transgresive se extind peste un relief nepeneplenizat, atunci apele marine ce au pătruns mai întâi pe văi au depus pietrişuri şi nisipuri, evident mai tinere decât versanţii ce sunt alcătuiţi din formaţiuni mai vechi. O asemenea

Scanned with OKEN Scanner

pătrundere ingresivă a mării (dezvoltată numai pe unele trasee, cum ar fi văile) pot întâlni formaţiuni mai tinere la cote mai joase, faţă de forajele de pe versanţi, care întâlnesc formaţiuni mai vechi (Fig. 9).

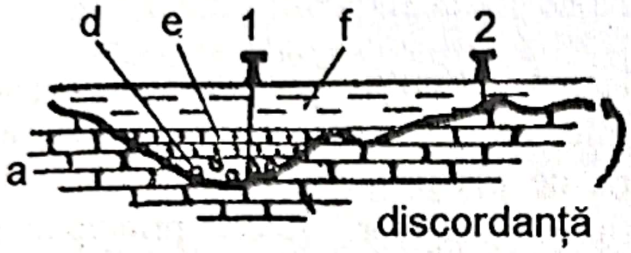


Fig. 9. Interpretarea superpoziţiei stratelor în cazul unei discordanţe cu relief îngropat. Forajul 1 întâlneşte stratele d şi e la un nivel foarte jos în raport cu alte depozite mai vechi (cazul stratului a din forajul 2) (după V. Lăzărescu, 1980).

Pe baza unei corelări între foraje, prin aplicarea acestui principiu a superpoziţiei stratelor se pot întocmi coloane litostratigrafice, mai ales în zone suborizontale, de platformă, cu importanţă practică pentru conturarea zăcămintelor petroliere şi a capcanelor ce le însoţesc.

2.2.2. Principiul evoluţiei organismelor

Astăzi în geologie acest principiu este utilizat în următorul înţeles: *Stratele cu resturi de fosile de vieţuitoare cu organizare superioară sunt considerate mai noi decât stratele ce cuprind fosile ale unor vieţuitoare primitive, dacă formele de viaţă au fost urmărite de-a lungul uneia şi aceleiaşi linii filogenetice şi în cursul unei anumite succesiuni de formaţiuni geologice.*

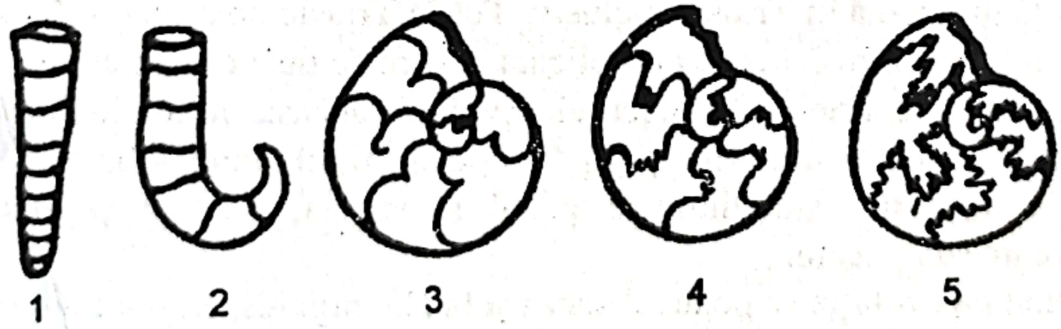


Fig. 10. Evoluţia liniei suturale (lobare) la cefalopode tetrabranchiate (cu cochilie externă): 1 şi 2 - stadiu de Nautiloidee (cu linia suturală simplă); 3 - stadiu de Goniatiţi (cu linii prezentând sele şi lobi); 4 - stadiu de Ceratiţi (cu lobi complicaţi dar selele încă simple); 5 - stadiu de Amoniţi (cu sele şi lobi complicaţi) (după V. Lăzărescu, 1980).

Scanned with OKEN Scanner

Teoria evoluţiei organismelor stă la baza acestui principiu utilizat în biostratigrafie pentru stabilirea vârstei relative a stratelor. Potrivit acestei teorii, concepută în forma ei iniţială de **Charles Darwin** în 1859, şi a principiului lui **L. Dolo**, elaborat la sfârşitul secolului al XIX-lea, *un grup de organisme odată apărut, se dezvoltă, dispare şi nu mai apare pe scara evoluţiei vieţii.*

La începutul secolului al XIX-lea, **W. Smith** descoperă principiul *succesiunii faunelor* după care asociaţiile de fosile se succed una faţă de alta în acelaşi fel într-o serie sedimentară, de aşa manieră, încât, cu ajutorul fosilelor, putem pronostica succesiunea stratelor. Acest principiu şi aplicarea lui în geologie poate fi subliniat prin exemplul clasic al evoluţiei cefalopodelor tetrabranchiate. Cele mai vechi nautiloidee (*Orthoceratidele*) au apărut şi s-au dezvoltat în Ordovician şi Silurian. Cochiliile lor erau drepte sau slab curbate împărţite în camere, sau lojă, prin pereţi, care în exterior lasă o urmă numită *linie suturală* sau *lobară*. Această linie suturală la orthoceratide este simplă, ca o linie dreaptă (Fig. 10). În Devonian, nautiloideele intră în regres şi apar goniatiţii, cu cochilia arcuită iar lina lobară (suturală) se complică. Se disting sele (porţiuni arcuite cu convexitatea spre gură sau apertură) şi lobi (îndoituri în V cu vârful îndreptat înspre posterior). Mai târziu, ritmul de înrulare al cochiliei este depăşit de ritmul de creştere al camerelor. De aceea se trece de la forme „evolute" (rulate), la forme „involute" (derulate, cu spire puţine). În Carboniferul terminal apar primele amonoidee, la care lobii încep să se complice prin pliuri secundare, în timp ce selele rămân relativ simple, pentru ca ulterior şi selele să se complice (la amoniţi). Aceştia sunt ceratiţii pe care îi întâlnim până în Triasic inclusiv. Tot în Triasic apar amoniţii care au selele şi lobii de formă foarte complicată şi care se dezvoltă în Jurasic şi Cretacic şi dispar la finele Cretacicului. Evoluţia aceasta a cefalopodelor tetrabranchiate poate fi urmărită şi în funcţie de tipul liniei lobare şi de forma cochiliei, astfel stabilindu-se genul şi specia, precum şi vârsta stratelor în care sunt găsite.

Fenomenul de evoluţie se poate observa şi la alte organisme, mult diferite faţă de cefalopode. De exemplu, conodontele – ce sunt piese dinţate microscopice ale unor organisme, probabil vertebrate primitive, alcătuite din carbonat de calciu – devin interesante pentru evoluţie deoarece alcătuiesc asociaţii caracteristice fiecărei perioade geologice, mai ales din Paleozoic. Ele apar în Cambrian, prin forme simple, conice, apoi se complică trecând la forme liniare şi de tip platformă. O singură specie tipică pentru Devonianul

Scanned with OKEN Scanner

inferior, *Icriodus woschmidti,* îşi dezvoltă braţele în etajul Geddinian, iar de abia la sfârşitul lui suferă o simplificare morfologică, înainte de a dispărea (Elena Mirăuţă, 1970).

În aplicarea practică a acestui principiu al evoluţiei organismelor ne lovim de unele dificultăţi, dintre care mai importante sunt următoarele:

A. Teoriile clasice consideră că, în general, evoluţia organismelor este consecinţa selecţiei naturale (**concepţia darwiniană**) sau a unor mutaţii întâmplătoare de gene (**concepţia lui Mendel**) prin care se conservă organismele cele mai bine adaptate mediului ambiant. Există însă şi unele teorii, cum este, de exemplu, teoria neutralistă a lui **Kimura** (considerată de unii ca o teorie nedarwinistă a evoluţiei), care stipulează că cea mai mare parte a mutaţiilor genetice nu au valoare selectivă, dar că ele se pot conserva sau nu în generaţiile viitoare în funcţie de combinaţiile întâmplătoare, implicate de legile lui Mendel. D. Buican (1994) consideră că această incompatibilitate între teoria darwinistă şi cea neutralistă este numai aparentă, deoarece este probabil ca unii mutanţi să se dovedească neutri din punct de vedere selectiv şi, în consecinţă, să se răspândească în generaţiile viitoare potrivit legilor probabilităţii; în schimb, cele mai multe dintre mutaţii şi în special cele semnificative nu pot scăpa acţiunii selecţiei naturale.

Teoria darwinistă, îmbogăţită şi modificată în unele puncte, a continuat să stea la baza mecanismului explicativ al evoluţiei şi în secolul trecut. Prin sinteza datelor de la mai multe discipline ştiinţifice – cum ar fi genetica cromozomială şi genetica populaţiilor, sistematica, paleontologia, ecologia, etologia etc. – privite prin prisma evoluţionismului, s-a conturat o nouă formă a darwinismului, denumită şi **teoria sintetică a evoluţiei**. Potrivit acestei sinteze multidisciplinare care păstrează sâmburele dur al darwinismului – selecţia naturală –, evoluţia pleacă de la o bază genetică (mutaţiile întâmplătoare) trecută prin sita selecţiei, care asigură în felul acesta adaptări şi dinamici progresive ale fiinţelor vii. În acest context, genetica populaţiilor arată rolul determinant al structurii şi al repartiţiei populaţiilor în formarea noilor specii biologice şi implicit în formarea speciilor fosile. Noţiunea de specie (biologică sau fosilă) nu se referă la un singur individ, ci de o mulţime stabilă, la un moment dat. Spre deosebire însă de speciile biologice actuale, în cazul speciilor fosile apare o dificultate în plus legată de faptul că aceste specii nu pot fi separate decât după câteva trăsături morfologice ale resturilor care s-au păstrat prin conservare (schelet, înveliş de protecţie etc.).

Scanned with OKEN Scanner

În ultimele decenii, s-au conturat şi alte teorii care au evoluat din teoria darwinistă, cum este de exemplu **teoria sinergică a evoluţiei** (D. Buican, 1994) care ia în considerare acţiunea unei selecţii multipolare, la diferitele niveluri ale sistemelor vii.

B. În unele cazuri, variaţia mediului determină schimbări asupra părţii din corpul organismelor care se fosilizează (cum este, de exemplu, scheletul sau învelişul de protecţie), în decursul timpului geologic, fără ca aceasta să reprezinte semnificaţia unei evoluţii. Aceste schimbări pot să fie de amplitudine mai mică sau mai mare. În primul caz, este posibil ca indivizi aparţinând aceleiaşi specii, dar care s-au dezvoltat în medii diferite, să aibă aspecte diferite şi din acest motiv să fie atribuite la subspecii diferite. În cel de-al doilea caz, în care mediul a determinat schimbări de amplitudine mare în timp geologic, se poate vorbi de *divergenţele morfologice* – de exemplu, în cazul reptilelor gigantice marine (*Plesiosaurus* şi *Ichtyosaurus*) din Mezozoic, care au căpătat o formă diferită de a reptilelor din mediul lor continental. La fel decât genul *Delphinus* (Neogen - Actual) este un mamifer marin care a luat altă formă decât mamiferele continentale. La polul opus, se situează *convergenţele morfologice*, care reprezintă asemănări de morfologie a vieţuitoarelor diferite care trăiesc în aceleaşi condiţii. Un exemplu este asemănarea dintre mamiferele acvatice şi peşti: balenele şi delfinii (mamifere) şi diferitele specii de peşti au aceleaşi modificări scheletice şi trăiesc în acelaşi mediu acvatic.

C. Constatarea lui **Haeckel** că „ontogenia repetă filogenia" exprimă faptul că în dezvoltarea unui individ, de la embrion la maturitate, se repetă stadiile de evoluţie ale speciei sale. Astfel, diferitele stadii de dezvoltare a unui individ nu reprezintă trepte evolutive, ci trepte ontogenetice. De exemplu, la amoniţii amintiţi anterior, primele ture ale cochiliei au linii suturale mai simple decât turele ultime, la fel cum ceratiţii din Triasic au linia suturală mai simplă decât amoniţii propriu-zişi din Jurasic şi Cretacic.

De asemenea, la unele organisme se observă şi un dimorfism morfologic, adică în dezvoltarea ontogenetică există două forme diferite. De exemplu, în cazul numuliţilor există forme de dimensiuni mari, cu loja iniţială mică, şi alte forme de dimensiuni mici dar cu loja iniţială mare. Nu trebuie să ne înşelăm însă considerând că o formă este iniţială şi alta este evoluată, ci ambele sunt iniţiale. Aceasta este o dezvoltare ontogenetică sexuată, care poate duce la perechi de două forme diferite ale aceleiaşi specii.

D. Unele organisme sunt precedate înainte de dispariţie de o degenerare (involuţie) – ce se manifestă, de exemplu, prin gigantism, în cazul reptilelor

Scanned with OKEN Scanner

jurasice sau printr-o simplificare a organizării interne, ca în cazul ceratiților din Cretacicul târziu care au o cochilie derulată și o linie lobară simplificată.

E. Remanierea fosilelor reprezintă fenomenul cel mai dificil de sesizat. Se produce din cauza acțiunii de eroziune și transport a apelor râurilor, a circulației soluțiilor mineralizante prin fisurile rocilor și a acțiunii de avansare a apelor mării pe uscatul învecinat (transgresiune). Astfel, fosilele mai vechi sunt dislocate din roci și depuse în sedimente mai tinere. Acest fenomen se poate întâlni în diferite formațiuni geologice, dar în mod deosebit în fliș.

Pentru fosilele mari este mai greu să se producă remanierea; totuși, dacă aceasta se produce, este mai ușor de sesizat, deoarece exemplarele remaniate sunt mai tocite și de obicei nu păstrează toate detaliile de ornamentație ca în cazul celor „in situ". De asemenea, natura rocii din spațiile libere ale acestor fosile remaniate (de exemplu, spațiul columelar de la gastropode) este diferită de natura rocilor gazdă.

Fenomenul este însă frecvent la microfosile, spori, polen fosil etc. și este mai greu de studiat. De exemplu, gradul de diageneză a resturilor vegetale (spori, polen, cuticule) poate să indice care resturi sunt „in situ" și care sunt remaniate. În sprijinul decelării acestui fenomen intervine indicele de alterare termică (IAT) sau indicele de culoare. Cu cât un rest vegetal (macro sau micro) a stat mai mult în zăcământ, cu atât este mai diagenizat și, în consecință, are o culoare mai închisă (brun spre negru). Astfel, când într-o rocă avem resturi vegetale de culori diferite, galben-pal, brun, brun-închis, negru, cele de culoarea cea mai închisă sunt cele mai vechi, iar cele de culoare mai deschisă sunt cele mai noi și atestă vârsta rocii în care au fost descoperite.

În unele cazuri, depistarea fosilelor remaniate se poate face și indirect atunci se întâlnesc amestecate, în aceeași formațiune, fosile caracteristice pentru vârste geologice diferite. În acest caz, vârsta depozitelor este dată de vârsta fosilelor cele mai tinere din asociație sau poate fi chiar mai tânără, dacă întreaga asociație este remaniată.

F. Nu toate fosilele sunt luate în considerare la stabilirea vârstei formațiunilor geologice. Există însă unele *fosile caracteristice*, care au avut o viață scurtă, bine determinată în timp geologic, și o arie largă de răspândire în mediul marin, încât se pot face corelări la mare distanță. Ca exemple de astfel de fosile, denumite și *conducătoare*, menționăm gigantostraceii pentru finele Silurianului, orbitolinele pentru Cretacicul inferior, numuliții pentru Paleogen etc.

Scanned with OKEN Scanner

Unele fosile sunt „indiferente", adică nu au suferit modificări evolutive însemnate, cum este cazul brachiopodului *Lingula* care şi-a menţinut forma aproape neschimbată din Paleozoicului timpuriu până astăzi. Unele fosile, denumite „de facies", şi-au păstrat anumite caractere şi au avut o dezvoltare importantă în anumite condiţii de mediu, adică în anumite faciesuri. De exemplu, coralii şi algele roşii de tip *Lithothamnium* trăiesc în mări calde puţin adânci cu salinitate normală, aerisite. Aceste fosile pot fi utilizate numai pentru interpretări paleoecologice.

În sfârşit, unele fosile sunt denumite „fosile vii", deoarece s-au adaptat continuu la medii şi condiţii noi ori s-au dezvoltat în condiţii asemănătoare de mediu pe fundul oceanelor o perioadă lungă de timp (de ex. *Latimeria*). Există şi unele plante de uscat, precum *Sequoia*, *Ginkgo*, care şi-au păstrat caracterele neschimbate din Mezozoic până azi. Ele nu au importanţă prea mare pentru corelări geologice, ci doar pentru paleontologie şi paleoecologie.

2.2.3. Principiul actualismului

Principiul actualismului a fost elaborat de naturalistul suedez **Charles Lyell** şi enunţat în tratatul său *Principii de Geologie* în 1833. Acest principiu se bazează pe raţionamentul că „aceleaşi forţe şi fenomene care acţionează astăzi asupra scoarţei terestre au acţionat şi în trecutul geologic, ducând la aceleaşi efecte". În opoziţie, **G. Cuvier** consideră că fenomenele actuale sunt prea slabe pentru a produce efectele geologice vechi constatate în scoarţă, la care primii, actualiştii, replicau că diferenţa de intensitate se explică prin durata de timp mai mare a proceselor geologice în raport cu cele de astăzi. Conform acestui principiu, istoria geologică – din care ne-au rămas ca mărturii caracteristicile mineralelor, rocilor, prezenţa şi caracteristicile tuturor fosilelor vegetale şi animale – este reconstituită prin studiul cauzelor, mecanismului şi efectelor fenomenelor geologice actuale. De exemplu, nisipul din pustiu este fin, cuarţos, de multe ori pur, cu granule bine rotunjite şi şlefuite, cu o stratificaţie încrucişată, tipic eoliană. În studiile geologice, dacă vom găsi în gresii (nisipuri vechi cimentate) granule asemănătoare, structură eoliană cu acelaşi aspect, putem deduce că este vorba de o formaţiune continentală de origine deşertică. Gresia Roşie Veche (Old Red Sandstone) de vârstă silurian-devoniană din Scoţia şi din alte zone, cum ar fi cea găsită în forajele din nordul Depresiunii Bârladului,

Scanned with OKEN Scanner

are o culoare dată de un ciment feruginos care indică nişte condiţii de oxidare puternică.

Dar, în aplicarea acestui principiu, nu trebuie să înţelegem producerea exactă a fenomenelor actuale precum cele din trecut. Astfel, principiul actualismului a fost completat de **L. Cayeux** în anii 1940-1941, cu **principiul cauzelor vechi**, înţelegând că astăzi nu se cunosc unele fenomene din trecut. Evoluţia scoarţei este ireversibilă, se desfăşoară în cicluri deschise, nu prin repetarea aidoma a trecutului, ci printr-o formă evoluată. De exemplu, orogenezele noi s-au produs pe cicatricele lăsate de munţii anteriori, sub forma unor nuclee mai mult sau mai puţin rigidizate, dar care au influenţat evoluţia noilor centuri orogenetice. Astfel, intensitatea orogenezei alpine, care este mai nouă, a fost mai mare decât cea a orogenezei hercinice în Europa (P. Fallot, 1944, G. Macovei, 1947). Una din criticile aduse acestui principiu este: fenomene trecute, cum ar fi metamorfismul sau geneza rocilor intruzive (plutonice), nu se pot observa astăzi şi nici reproduce în laborator.

Mai sunt şi alte inadvertenţe în aplicarea corectă a principiului actualismului; totuşi, acest principiu poate fi aplicat cu succes în explicarea cauzalităţii multor fenomene, dacă ţinem cont de faptul că în trecutul geologic s-au putut produce în timp transformări cu intensităţi şi particularităţi de formă şi determinări calitative diferite de fenomenele de astăzi. Cu alte cuvinte, actualismul trebuie utilizat ca metodă generală de gândire în geologie, pentru înţelegerea mecanismului proceselor din trecut, pe baza fenomenelor actuale ce afectează scoarţa terestră, fără ca între aceste fenomene să existe o identitate.

În urma aplicării metodelor inductive şi deductive de cercetare, se remarcă unele tendinţe în geologie:

1. Dezvoltarea contradictorie, prin reflectare, pe de o parte, a extremei detalieri a studiilor geologice, cu aplicaţii în numeroase discipline independente, iar, pe de altă parte, lupta pentru sesizarea legilor generale (a regularităţilor) de dezvoltare a litosferei.

2. Individualizarea de discipline limitrofe ce tind să devină independente (de exemplu Geofizică, Geochimie, Geologie structurală, Palinologie, Seismotectonică, Magnetostratigrafie).

3. Pătrunderea de criterii cantitative în studii şi în interpretare (de exemplu, introducerea calculului matematic, a tehnicii moderne de calcul electronic, pentru probleme teoretice şi pentru prognoze practice).

Scanned with OKEN Scanner

4. Schimbarea raportului între amploarea informaţiei geologice şi posibilitatea de documentare mai redusă (valabilă în special astăzi la noi).

5. Trecerea de la studii individuale, uneori nesistematice, la o cercetare colectivă şi organizată la toate nivelurile.

6. Acordarea unei atenţii sporite metodelor de studiu al structurilor geologice din litosferă (reducerea treptată a conţinuturilor de minerale utile în litosferă duce la apariţia unor metode sofisticate şi orientarea către structuri adânci).

7. Orientarea către domeniul marginilor continentale şi al oceanului adânc.

8. Conlucrarea mai strânsă între geologi şi tehnicieni.

9. Legătura deosebit de strânsă între teoria şi practica geologică.

Scanned with OKEN Scanner

Capitolul 3

Pământul ca planetă şi poziţia sa în Univers

3.1. Universul

Încă din cele mai vechi timpuri oamenii au fost preocupaţi de Pământul pe care locuiesc şi, în general, de universul care-i înconjoară. Într-un scurt istoric al viziunii pe care au avut-o oamenii asupra Universului, Stephen W. Hawking (1994) arată că încă din anul 340 î. H. filozoful grec Aristotel, în cartea sa *Despre ceruri*, a propus două argumente în sprijinul ipotezei că Pământul este o sferă şi nu un disc, aşa cum se credea până atunci. În primul rând, el şi-a dat seama că eclipsele de Lună erau produse de Pământ, care se afla între Soare şi Lună. Umbra Pământului pe Lună era întotdeauna rotundă, ceea ce ar fi adevărat numai dacă Pământul ar fi sferic. Dacă Pământul ar fi fost un disc plat, umbra ar fi fost alungită şi eliptică, în afară de cazul în care eclipsa s-ar fi produs întotdeauna în momentul în care Soarele era chiar sub centrul discului. În al doilea rând, grecii ştiau din călătoriile lor că Steaua Polară apare mai jos pe cer când se vede din sud decât atunci când se vede din regiunile mai nordice. Grecii aveau chiar şi un al treilea argument că Pământul este rotund: ei constataseră că mai întâi se văd pânzele unei corăbii deasupra orizontului şi numai după aceea se vede restul vasului.

Aristotel credea însă că Pământul era fix, iar Soarele, Luna, planetele şi stelele se deplasează pe orbite circulare în jurul lui. Această idee a fost dezvoltată de Ptolemeu în secolul al doilea d. H. într-un model cosmologic complex. Pământul stătea în centru, înconjurat de opt sfere care purtau Luna, Soarele, stelele şi cele cinci planete cunoscute în acel moment: Mercur, Venus, Marte, Jupiter şi Saturn (Fig. 11). La rândul lor, planetele se mişcau pe cercuri mai mici ataşate unor sfere, pentru a explica traiectoriile lor mai complicate pe cer. Sfera exterioară purta aşa-numitele stele fixe, care stau întotdeauna în aceleaşi poziţii unele faţă de celelalte, dar care se rotesc împreună pe cer. Ceea ce se găsea dincolo de ultima sferă nu a fost niciodată foarte clar, dar în mod sigur nu făcea parte din universul observabil al umanităţii. Modelul lui Ptolemeu dădea un sistem destul de exact pentru precizarea poziţiilor corpurilor cereşti pe cer. Dar, pentru a descrie corect aceste poziţii, Ptolemeu trebuia să imagineze pentru Lună o orbită pe parcursul căreia poziţia sa era uneori de două ori mai aproape de Pământ. Aceasta însemna că

Scanned with OKEN Scanner

Luna trebuia să fie văzută în unele cazuri de două ori mai mare decât în alte cazuri. Ptolemeu a recunoscut acest punct slab, dar, cu toate acestea, modelul era acceptat în general.

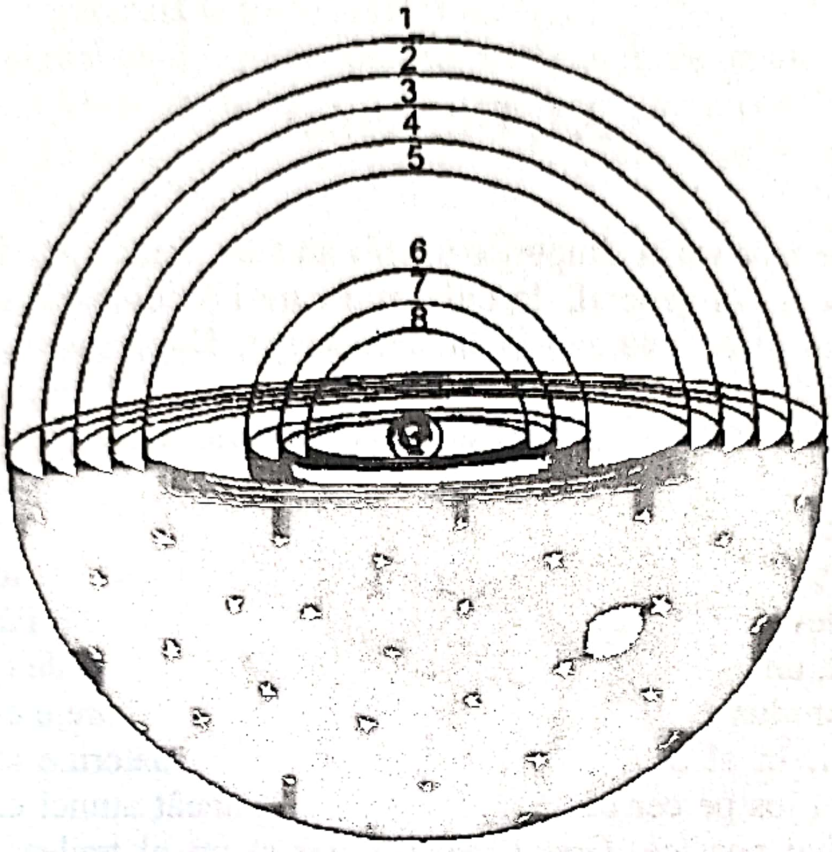


Fig. 11. Modelul lui Ptolemeu : 1. Sfera stelelor fixe, 2. Sfera lui Saturn, 3. Sfera lui Jupiter, 4. Sfera lui Marte, 5. Sfera Soarelui, 6. Sfera lui Venus, 7. Sfera lui Mercur, 8. Sfera Lunii (după S. W. Hawking, 1994).

Totuşi, în 1514 un preot polonez, Nicholas Copernic, a propus un model mai simplu în care Soarele era staţionar în centru şi planetele se mişcau pe orbite circulare în jurul Soarelui. A trecut aproape un secol până ce această idee a fost luată în serios. Atunci, doi astronomi, germanul Johannes Kepler şi italianul Galileo Galilei, au început să sprijine public teoria lui Copernic, în ciuda faptului că orbitele pe care le-a prezis nu se potriveau exact cu cele observate.

Teoria lui Aristotel şi Ptolemeu a primit o puternică lovitură în anul 1609, când Galilei a observat cu un telescop, care tocmai fusese inventat, că planeta Jupiter era însoţită de câţiva sateliţi mici, care se roteau în jurul ei. Aceasta însemna că nu orice corp trebuia să se învârtă în jurul Pământului, aşa cum credeau Aristotel şi Ptolemeu. Desigur, teoretic era posibil să se

Scanned with OKEN Scanner

creadă că Pământul era fix în centrul Universului şi că sateliţii lui Jupiter se mişcau pe traiectorii extrem de complicate în jurul Pământului, dând aparenţa că se rotesc în jurul lui Jupiter. Totuşi, teoria lui Copernic era mult mai simplă.

În acelaşi timp, Johannes Kepler a modificat teoria lui Copernic, sugerând că planetele nu se mişcă pe orbite circulare, ci eliptice. În felul acesta traiectoriile planetelor calculate matematic se potriveau foarte mult cu cele observate în realitate.

O explicaţie riguros ştiinţifică a fost dată, în 1687, când Sir Isaac Newton a publicat cartea sa *Philosophiae Naturalis Principia Mathematica*, în care a prezentat o teorie privind modul cum se mişcă corpurile în spaţiu şi timp şi a dezvoltat şi aparatul matematic complicat, necesar pentru analiza acelor mişcări. În plus, Newton a postulat o lege a gravitaţiei universale, conform căreia *fiecare corp din Univers era atras spre oricare alt corp cu o forţa care era cu atât mai mare cu cât corpurile erau mai masive şi cu cât erau mai aproape unele de altele* (**teoria atracţiei universale**). Newton a realizat că, în conformitate cu teoria sa privind gravitaţia, stelele, şi în general toată materia din Univers, ar trebui să fie repartizate într-un spaţiu infinit, deoarece, în caz contrar, dacă această materie ar fi egal repartizată într-o regiune finită, atunci ea ar „cădea într-un centru" din cauza gravitaţiei. În felul acesta, până la începutul secolului al XX-lea a fost acceptată ideea unui Univers care a existat din totdeauna într-o stare nemodificată sau că el a fost creat, la un moment dat, mai mult sau mai puţin aşa cum îl observăm noi astăzi.

Întrebările dacă Universul ar avea un început în timp şi dacă este limitat în spaţiu şi le-au pus desigur şi numeroşi filosofi. După cum arată şi S. W. Hawking, în continuarea istoricului său, unul dintre cei mai de seamă filozofi care şi-au pus această problemă a fost Immanuel Kant. În *Critica raţiunii pure*, publicată în 1781, marele filozof german considera că există argumente egale pentru a crede teza că Universul are un început şi antiteza că ar exista din totdeauna. Argumentul său în favoarea tezei era că dacă Universul nu a avut un început, ar fi existat o perioadă infinită de timp înaintea oricărui eveniment, ceea ce el considera absurd. Argumentul pentru antiteză era că dacă Universul avea un început, ar fi existat o perioadă infinită de timp înainte de acesta şi deci nu există nici un motiv ca Universul să existe la un anumit moment. Hawking arată că un asemenea raţionament este totuşi greşit, deoarece se bazează pe ipoteza că timpul există din totdeauna, indiferent dacă Universul a existat sau nu din totdeauna.

Scanned with OKEN Scanner

La începutul secolului al XX-lea ideea existenţei unui Univers static era atât de înrădăcinată, încât chiar şi Albert Einstein, când a formulat teoria generală a relativităţii în 1915, era atât de sigur că Universul trebuia să fie astfel, încât şi-a modificat teoria ca să facă acest lucru posibil, introducând în ecuaţiile sale o aşa-numită constantă cosmologică. A introdus o nouă forţă, „antigravitaţională", care, spre deosebire de alte forţe, nu provenea dintr-o anumită sursă, ci era încorporată în structura spaţiu-timpului. Einstein pretindea că spaţiu-timpul are o tendinţă de expansiune încorporată şi aceasta poate fi făcută să echilibreze exact atracţia întregii materii din Univers, astfel încât ar rezulta un Univers static.

În anul 1922, matematicianul rus Alexander Friedmann a emis două ipoteze foarte simple despre Univers: că Universul arată identic în orice direcţie privim şi că aceasta ar fi adevărat şi dacă am observa Universul şi din altă parte. După cum arată S.W. Hawking (1994), în mod clar prima ipoteză nu este adevărată deoarece chiar de pe Pământ se observă o bandă distinctă de lumină, numită Calea Lactee, şi care reprezintă o aglomerare de stele din chiar galaxia noastră. În schimb dacă se privesc galaxiile îndepărtate, ele par să fie la fel de multe în orice direcţie s-ar privi. În felul acesta, Universul pare să fie aproximativ acelaşi în orice direcţie, cu condiţia să fie văzut la scară mare, în comparaţie cu distanţa dintre galaxii şi să fie ignorate distanţele la scară mică. Cea de-a doua ipoteză din modelul lui Friedmann – că Universul poate să arate la fel în orice direcţie şi văzut din oricare altă galaxie – nu a fost dovedită sau infirmată ştiinţific. Ea poate fi însă crezută, pentru că ar fi cu totul extraordinar dacă Universul ar arăta la fel în orice direcţie în jurul nostru şi nu şi în jurul altor puncte din Univers. În modelul lui Friedmann toate galaxiile se îndepărtează una de alta, ceea ce reprezintă o schimbare radicală faţă de modelul static anterior. Situaţia se prezintă ca un balon cu mai multe pete pictate pe el care este umflat în mod constant. Când balonul se umflă, distanţa dintre oricare două pete este mai mare, dar nu există o pată care să poată fi considerată centrul expansiunii. Mai mult, cu cât distanţa dintre pete este mai mare, cu atât mai repede se vor îndepărta una de alta. În mod asemănător, în modelul lui Friedmann, tridimensional, viteza cu care se vor îndepărta două galaxii este proporţională cu distanţa dintre ele. În felul acesta, Friedmann a prezis de fapt că deplasarea spre roşu a unei galaxii trebuie să fie direct proporţională cu distanţa la care se găseşte faţă de noi – aşa cum a descoperit Hubble câţiva ani mai târziu.

Scanned with OKEN Scanner

Fără să ştie despre modelul matematic al lui Friedmann, în anul 1929, Edwin Hubble a observat, pe baza efectului Doppler (variaţia frecvenţei undei luminoase în funcţie de deplasarea sursei), că majoritatea galaxiilor se îndepărtează unele faţă de altele cu o viteză care se poate exprima sub forma:

$$V = H \cdot d ,$$

unde H este constanta lui Hubble ($H = 87 \pm 7$ km·s^{-1}·Mpc^{-1}) iar d este distanţa dintre galaxii.

Din această formulă se observă că, practic, galaxiile se îndepărtează unele faţă de altele cu o viteză din ce în ce mai mare, cu cât distanţa dintre ele este mai mare. Se ajunge astfel la viziunea unui Univers aflat în expansiune, în urma unei explozii iniţiale numite „Big Bang". Descoperirea făcută de către Hubble a infirmat tot ceea ce se credea până atunci despre un Univers staţionar (deci şi inutilitatea introducerii „constantei cosmogonice", fapt recunoscut de Einstein însuşi). Cu timpul, teoria expansiunii Universului a fost acceptată de majoritatea cercetătorilor şi a putut fi interpretată ulterior şi prin prisma celor două ipoteze fundamentale ale lui Friedmann.

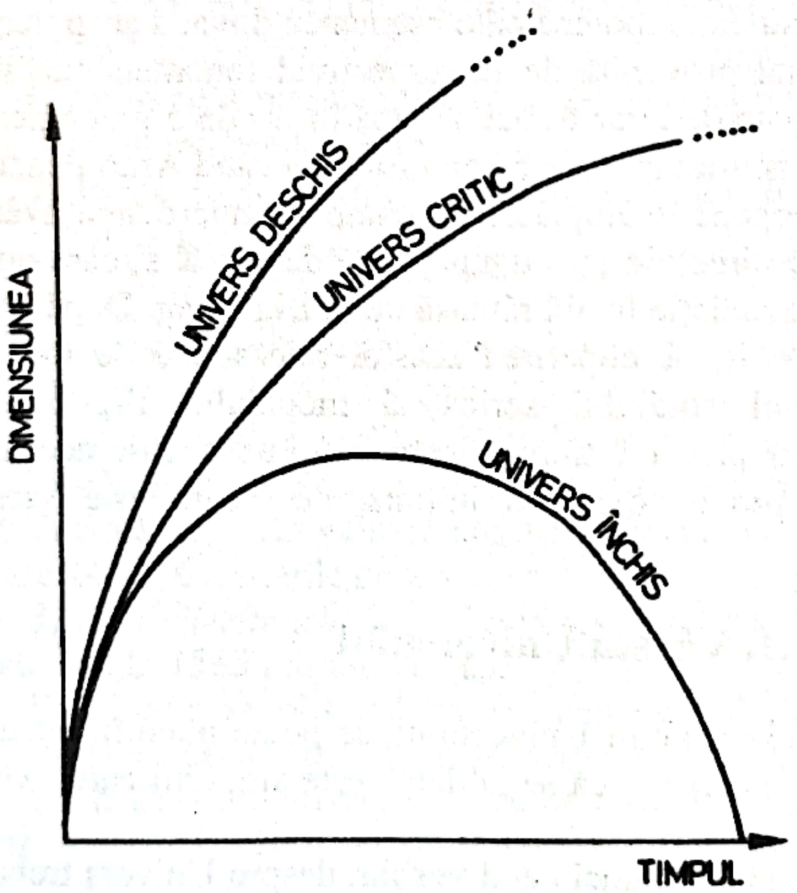


Fig. 12. Cele trei tipuri de Univers în expansiune. Universul „deschis" este infinit ca mărime şi se dilată veşnic. Universul „închis" este finit şi se contractă înapoi spre „Marele Colaps" (Big Crunch). Bariera dintre cele două tipuri este notată ca fiind Universul „critic" care este infinit ca mărime şi se dilată veşnic (după J. D. Barrow, 1994).

S. W. Hawking arată că există trei tipuri diferite de modele care derivă din cele două ipoteze (Fig. 12). În primul tip (pe care l-a găsit Friedmann), Universul se extinde suficient de încet încât atracţia gravitaţională dintre diferite galaxii să provoace încetinirea şi în cele din urmă oprirea

Scanned with OKEN Scanner

expansiunii. Atunci galaxiile încep să se mişte una spre alta şi Universul se contractă (Univers închis). În al doilea tip de soluţie, expansiunea Universului este atât de rapidă încât atracţia gravitaţională nu poate s-o oprească, deşi o încetineşte puţin (Univers deschis). În sfârşit, există o a treia soluţie, în care expansiunea Universului este rapidă doar atât cât să evite colapsul (Big Crunch), viteza devine din ce în ce mai mică, dar nu ajunge niciodată la zero (Univers critic).

Deosebit de interesant este faptul că datele recente sugerează o expansiune a Universului apropiată de cazul critic, adică de limita dintre un Univers deschis şi unul închis. D. J. Barrow (1994) consideră că evoluţia actuală a Universului este aşa de aproape de acest caz critic, încât de fapt nu se poate spune încă, cu certitudine, de care parte a barierei critice se află expansiunea Universului (Fig. 12).

După demonstrarea expansiunii Universului, oamenii de ştiinţă au încercat să caute dovezi ale marii explozii iniţiale (Big Bang). Astfel, Alpher şi Herman (1948) au emis ipoteza că o asemenea dovadă ar putea-o constitui radiaţia remanentă provenită de la respectivul fenomen, radiaţie care, după calculele efectuate de ei ar trebui să aibă în jur de 5 grade peste zero absolut. Confirmarea acestei ipoteze a venit în 1965 când Arno Penzias şi Robert Wilson au descoperit întâmplător un câmp de microunde având aceeaşi intensitate în toate direcţiile şi o temperatură de 2,7 K şi care nu a putut fi explicat decât ca o radiaţie fosilă rămasă de la Big Bang. După cum arată şi D. J. Barrow (1994), descoperirea acestor microunde de fond a însemnat practic începutul studiului serios al modelului Big Bang. Acceptând acest model, o primă întrebare care s-a pus a fost aceea a momentului în care s-a produs explozia iniţială, deci care este vârsta Universului.

3.1.1. Vârsta Universului

Odată acceptată ideea expansiunii Universului, se poate pune întrebarea dacă Universul pe care-l vedem noi că se „dilată" este singurul care există sau mai există şi altceva.

J. D. Barrow (1994) arată că atunci când vorbim despre Univers trebuie să facem o importantă distincţie, considerând că *se numeşte Univers tot ce există*. Acesta ar putea fi infinit sau ar putea fi finit. Există, de asemenea, o parte finită din Univers care şi-a început expansiunea cu un anumit timp în urmă şi care a fost denumit *Univers vizibil*.

Scanned with OKEN Scanner

Recent (2002), Lee Smolin arată că, dacă se acceptă ideea că Universul este tot ce există, atunci primul principiu al cosmogoniei ar trebui să fie: „Nu există nimic în afara Unversului". Acest principiu arată că trebuie considerat Universul, prin definiție, un sistem închis. Explicația pentru orice din Univers poate implica numai lucruri ce există de asemenea în Univers. Una dintre cele mai importante consecințe ale acestui fapt este că definirea sau descrierea oricărei entități din interiorul Universului trebuie făcută doar în raport cu alte lucruri din același Univers. Dacă un punct are o poziție, această poziție poate fi definită doar în raport cu alte puncte din Univers, iar dacă are o mișcare, atunci mișcarea respectivă poate fi observată numai cercetând modificările poziției sale în raport cu alte puncte din Univers. În această viziune, spațiul și timpul sunt văzute ca niște componente intrinseci ale Universului și nu ca ceva în afara acestuia. De aceea ideea existenței unui spațiu tridimensional infinit în care ar putea să existe un Univers în expansiune este total greșită. De fapt, având în vedere faptul că lumina care vine de la stele are nevoie un anumit timp să ajungă pe Pământ, înseamnă că atunci când privim la aceste stele îndepărtate vedem de fapt istoria Universului.

O estimare a momentului când s-a produs marea explozie inițială a fost făcută prin trei metode independente:

1) Mișcarea galaxiilor indică, după formula lui Hubble, un timp

$t = \frac{d}{v} = \frac{1}{H} = 15 \div 20$ miliarde de ani (d = distanța dintre galaxii, v = viteza cu care se îndepărtează galaxiile unele de altele, H = constanta lui Hubble).

2) Vârsta celor mai vechi stele. În general, vârsta unei stele poate fi estimată după analiza elementelor chimice care se consumă asigurând strălucirea stelei. În galaxia noastră și în cele vecine, cele mai vechi stele au între 14 și 16 miliarde de ani.

3) Prin diferite tehnici radiocronologice, vârsta Universului vizibil a fost estimată la 15±5 miliarde de ani.

După cum se observă, aceste metode independente, bazate pe procese fizico-chimice diferite, sunt în acord cu teoria Big Bang-ului și indică o vârstă a Universului vizibil care se cifrează la aproximativ 15 miliarde de ani.

3.1.2. Nucleosinteza și evoluția Universului

După explozia inițială (Big Bang), s-au desfășurat o serie de fenomene în urma cărora s-au sintetizat diferitele nuclee existente și în prezent. Aceste

Scanned with OKEN Scanner

fenomene s-au desfăşurat în trei medii diferite: cosmos, stele, medii interstelare (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

1) *Faza cosmică (primordială)*. Se consideră că, în primele secunde după Big Bang, Universul[1] era constituit dintr-un amestec de 5 particule elementare (protoni[2], neutroni[3], electroni[4], fotoni[5] şi neutrini[6]), care, din cauza unei temperaturi extrem de mari, se aflau într-o agitaţie intensă. Coliziunile erau numeroase şi, ca rezultat, se formau nuclee de Deuteriu (D), care practic erau distruse imediat de fotoni cu energie foarte mare. După o secundă, temperatura a scăzut la aproximativ un miliard de grade Celsius şi energia particulelor a devenit comparabilă cu cea a legăturilor nucleare. Numărul şi „viaţa" nucleelor de Deuteriu au crescut. Aceştia au putut capta protoni şi neutroni şi, astfel, după câteva minute, Universul era format dintr-un număr de nuclee de H, ^{4}He şi mai puţin ^{3}He şi ^{4}Li. Această perioadă de creaţie poartă numele de *nucleosinteză primordială*. Totuşi, această fază nu va merge mai departe, adică nu se vor mai forma şi alte elemente chimice deoarece, pe de-o parte, nucleele de ^{4}He au o structură stabilă dar „închisă", iar pe de altă parte temperatura este mult scăzută pentru a se mai putea produce fuziunea nucleară. Universul trăieşte astfel prima sa „criză de creştere", care durează aproximativ un milion de ani (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

2) *Faza stelară*. Evoluţia Universului părea compromisă. Temperatura scade, nu sunt prezente decât structuri „închise" care, din cauza expansiunii, se îndepărtează unele de altele. Dar va apărea un nou fenomen care va relansa nucleosinteza: agregarea gravitaţională. Materia se va condensa şi vor lua naştere galaxiile. În interiorul acestor galaxii, materia gazoasă se va condensa şi se vor forma astfel stelele. Stelele sunt gigantice reactoare nucleare în care fenomenele gravitaţionale provoacă temperaturi ridicate ce permit declanşarea de reacţii nucleare (fuziunea nucleilor atomici) care, la rândul lor, se produc cu degajare de temperatură.

În această fază, fenomenul de nucleosinteză este în funcţie de mărimea stelei (după P. Davies, 1994).

---

[1] Este vorba despre Universul vizibil (sens Barrow, 1994). Deoarece în continuare ne vom referi doar la Universul vizibil, pentru simplificare îl vom denumi simplu Univers.

[2] Particule încărcare cu sarcină pozitivă din compoziţia nucleului atomic.

[3] Particule neutre din nucleul atomilor, cu o masă aproximativ egală cu a protonilor, dar fără sarcină electrică.

[4] Particule din compoziţia atomilor încărcate cu sarcină negativă.

[5] Particule de radiaţie luminoasă.

[6] Particule stabile, fără sarcină electrică şi cu masă mai mică decât cea a electronilor.

Scanned with OKEN Scanner

a) Dacă steaua este mare (de exemplu, 10 mase solare) atunci ea îşi va arde majoritatea hidrogenului în doar 10 milioane de ani, formându-se nuclee de He. Dacă temperatura miezului stelei este suficient de ridicată, nucleele de He pot fuziona pentru a forma C, iar alte reacţii de fuziune pot conduce la O, Ne şi alte elemente. O stea masivă poate să genereze temperaturile interne necesare (peste 1.000.000 °C) pentru ca acest lanţ succesiv de reacţii nucleare să continue, dar energia returnată scade progresiv, cu fiecare nou element „fabricat". Combustibilul este „ars" din ce în ce mai repede, iar interiorul stelei este alcătuit din elemente chimice din ce în ce mai grele către centru (Fig. 13). La exterior, steaua se umflă la o dimensiune enormă, mai mare decât întregul nostru sistem solar, devenind ceea ce astronomii numesc **supergigantică roşie**.

Încheierea lanţului arderii nucleare este marcată de elementul Fe, care are o structură a nucleului foarte stabilă. Sinteza elementelor mai grele decât Fe prin fuziune nucleară mai mult consumă decât eliberează energie; aşadar, atunci când o stea a sintetizat un sâmbure de Fe este sortită pieirii. Sâmburele de Fe al stelei se contractă sub propria greutate în câteva milisecunde până ajunge la o dimensiune foarte mică (aproximativ 200 km în diametru) şi densităţi enorme. În acest timp, stratele de materie care înconjoară nucleul se prăbuşesc spre nucleu (implozie). Absorbind o cantitate mare de energie în timpul acestei implozii, stratele exterioare explodează apoi cu o putere extraordinară. Timp de câteva zile, steaua, numită acum **supernovă** străluceşte cu intensitatea a zeci de miliarde de stele, pentru a se stinge din nou câteva săptămâni mai târziu. În istorie sunt cunoscute câteva astfel de stele (după J. Decourt şi J. Paquet, 1990) care au apărut şi dispărut foarte repede pe cerul nopţii în anii: 185 î. H., 386, 393, 1006, 1054, 1181, 1572 (observată de Ticho Brache), 1604 (observată de Kepler), 1987 (supernova SN 1987 A, văzută pentru prima dată la Observatorul Las Campas din Anzii chilieni).

Deşi supernova înseamnă „moartea" stelei implicate, explozia are şi un efect creator. În acest intens „cuptor stelar" sunt „fabricate" alte elemente, mai grele decât Fe cum ar fi Au, Pt, U etc.

O supernovă nu distruge complet steaua. Deşi majoritatea materialului este împrăştiată în spaţiu în timpul exploziei, miezul de implozie care a provocat evenimentul nu este distrus. Dacă masa lui este suficient de mare (între 1,2 şi 2,5-3 mase solare), atunci el va forma o sferă mică de neutroni (**stea neutronică**), având o mărime de aproximativ 16 km, o densitate enormă şi o rotaţie cu o viteză foarte mare din cauza imploziei. Dacă însă masa miezului este ceva mai mare de 2,5-3 mase solare, atunci materia

Scanned with OKEN Scanner

neutronică (cea mai rigidă substanţă cunoscută în Univers) se contractă şi mai mult, până când câmpul gravitaţional de la suprafaţă devine atât de puternic încât nici lumina nu mai poate scăpa. După S. W. Hawking (1994) aceasta înseamnă că într-o regiune a spaţiu-timpului există o serie de evenimente care nu pot fi observate. Respectiva regiune a fost denumită **gaură neagră**. Ea este limitată de orizontul evenimentului care coincide cu traiectoriile razelor de lumină care nu au reuşit să iasă din gaura neagră.

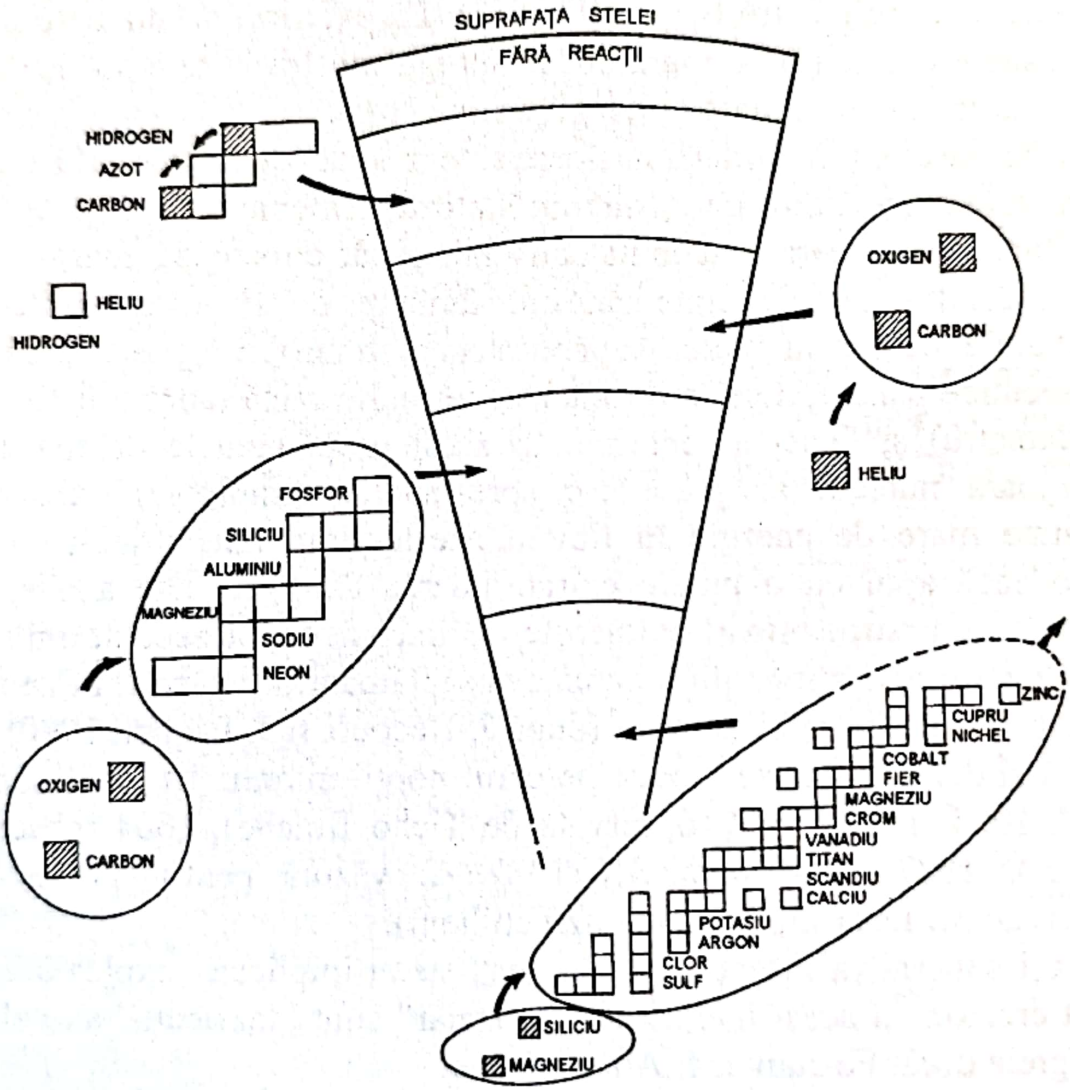


Fig. 13. Structura şi reacţiile nucleare din interiorul unei stele masive. Reacţiile care necesită cele mai mari temperaturi se desfăşoară în centrul stelei (după Reeves, 1981, fide Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Pulsarii sunt stele hiperdense care emit unde radio sub formă de impulsuri regulate de mare intensitate (de unde şi numele), cu o frecvenţă de câteva sutimi de secundă până la o secundă. Cel mai bine cunoscut este

Scanned with OKEN Scanner

pulsarul din nebuloasa Crabului, fiind un rest al supernovei ce a explodat în anul 1054.

Quasarii sunt obiecte cosmice cu aspect de stea cu emisii puternice de unde radio cu deplasarea luminii spectrale spre roşu, ceea ce a dus la ideea că sunt un tip de galaxii aflate la limita universului cunoscut (10 miliarde ani lumină) şi care se îndepărtează de galaxia noastră cu o viteză de 80-90% din viteza luminii. În prezent se cunosc circa 300 de quasari.

Massarii sunt stele cu masă foarte mare comparativ cu dimensiunile lor.

b) Soarta stelelor mici este oarecum mai puţin violentă decât a celor mari. O stea tipică de masă mică este Soarele nostru, care-şi va arde hidrogenul timp de miliarde de ani şi-l va transforma în heliu. În interiorul său nu au însă loc reacţii de fuziune. Când Soarele va atinge vârsta de aproximativ 10 miliarde de ani (acum are aproximativ 5 miliarde de ani) se va transforma într-o **gigantică roşie**, cu un diametru ce va ajunge până la de 500 de ori mai mare decât este acum. Ca urmare, planetele vor fi supuse, timp de vreo 4 miliarde de ani, unui flux termic în creştere. Soarele, crescând din ce în ce mai mult, va îngloba cu învelişul său incandescent mai întâi pe Mercur, apoi pe Venus şi în final Terra. Planeta noastră va fi redusă la cenuşă, rotindu-se totuşi în continuare pe orbita sa chiar şi după „incinerare".

Dacă gigantica roşie are o masă mai mică (aproximativ cât a Soarelui), atunci are loc o pierdere lentă de materie din învelişul exterior, fenomen ce va conduce la formarea unei nebuloase planetare, iar nucleul fierbinte se va transforma într-o **stea pitică albă**. Pentru că piticele albe sunt foarte mici, ele sunt şi foarte greu vizibile, cu toate că la suprafaţă temperatura poate fi mult mai mare decât cea de pe Soare. De pe Pământ sunt vizibile numai cu ajutorul telescopului. Când Soarele va ajunge la stadiul de pitică albă, el va continua să rămână fierbinte pentru multe miliarde de ani, deoarece corpul său va fi atât de compact încât va menţine căldura internă mai eficient decât cel mai bun izolator cunoscut. Totuşi, deoarece în interior nu mai au loc reacţii nucleare, pitica albă se va răci, se va întuneca şi se va solidifica treptat, devenind o masă foarte rigidă. În cele din urmă, va dispărea complet în spaţiu.

Dacă gigantele roşii au mase mai mari decât masa Soarelui, atunci se vor distinge alte două situaţii:

Scanned with OKEN Scanner

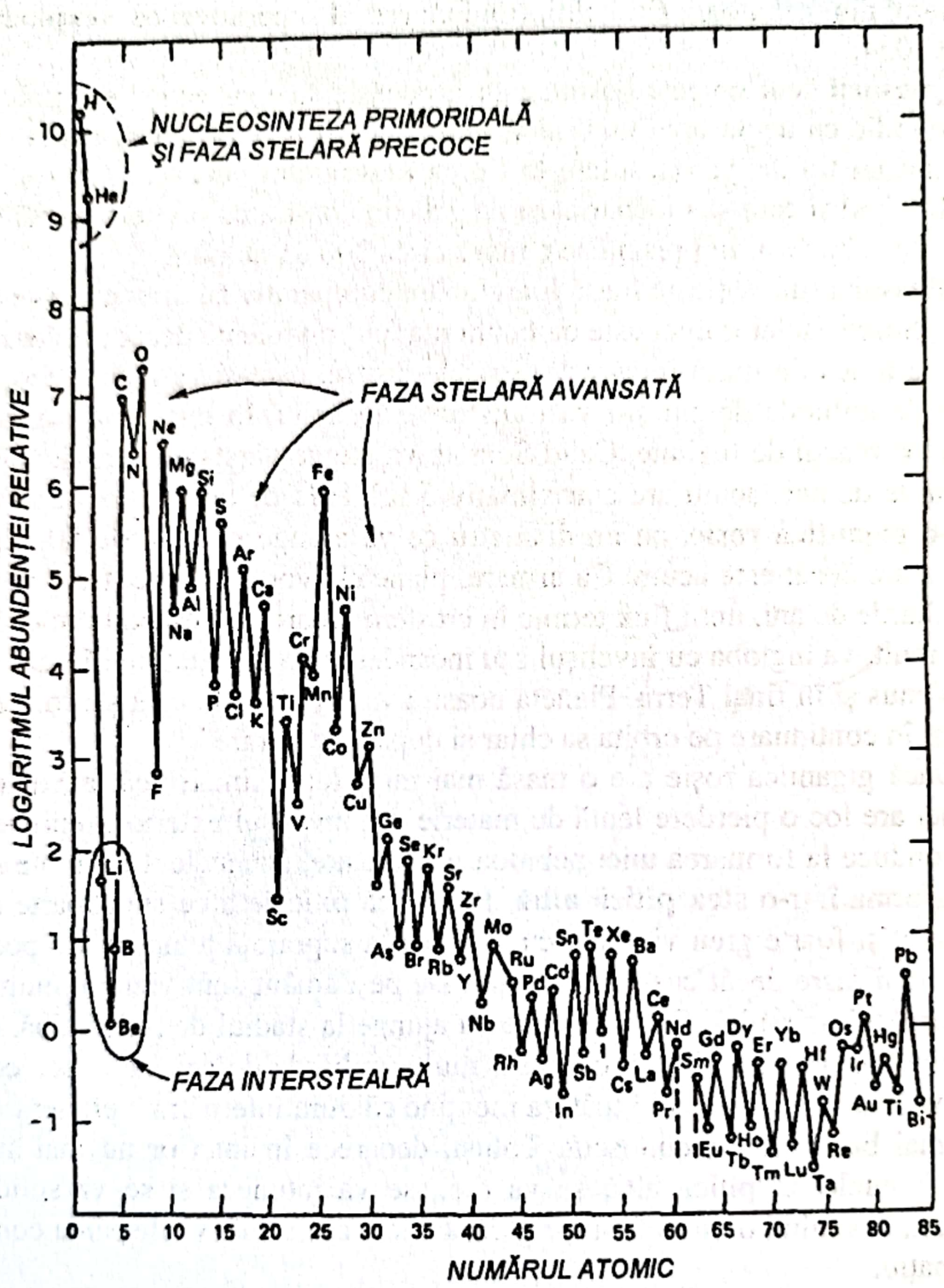


Fig. 14. Abundenţa diferitelor elementelor chimice din Univers şi fazele de nucleosinteză (după Ch. Pomerol et al. 2002).

b_1) În situaţia în care gigantele roşii au mai puţin de două-trei mase solare, pierderea de energie se va produce printr-o explozie de **novă** (de intensitate mai redusă decât în cazul unei supernove) sau printr-o serie de explozii (**nove recurente**). Dacă, după explozie, masa finală este mai mică

decât una, două mase solare, atunci steaua se va transforma într-o pitică albă, a cărei evoluție am descris-o anterior.

b_2) În situația în care masa giganticei roșii este mai mare de două, trei mase solare, atunci trecerea la stadiul de pitică albă se realizează printr-o explozie de supernovă.

3) *Faza interstelară*. Elementele Li, Be şi B, deşi au nuclee uşoare, sunt puțin abundente în Univers. Ele ar fi trebuit să fie la fel de abundente ca şi He, dar sunt de 10^8 ori mai puține. Explicația ar fi faptul că aceste nuclee sunt foarte fragile şi nu rezistă condițiilor realizate în stele. Aceste elemente se formează mai târziu în mediul interstelar, sub influența radiației cosmice care fragmentează nucleele de O, N şi C. Este un proces foarte lent care explică mica abundență a nucleelor de Li, Be şi B.

În concluzie, se observă că există mari diferențe din punctul de vedere al diversității elementelor chimice formate în cele trei faze de nucleosinteză. Astfel, dacă în faza primordială s-au format în principal H şi He, în diferitele stadii ale fazei stelare s-au format marea majoritate a elementelor chimice cunoscute la ora actuală, iar în faza interstelară au luat naştere doar nucleele de Li, Be şi B. În ceea ce priveşte abundența acestora, situația este însă complet diferită. Prin diverse tehnici de spectroscopie atomică s-a putut face o evaluare şi a abundenței acestor elemente chimice: s-a constatat că H este elementul cel mai abundent (90% din atomii din Univers), după care urmează He iar restul elementelor reprezentă mai puțin de o miime din numărul total al atomilor din Univers (Fig. 14).

3.1.3. Arhitectura Universului

Galaxiile sunt principalele structuri din Univers care pot fi considerate adevărate „uzine de transformare a materiei gazoase în stele". Ele pot fi repartizate în 3 tipuri principale (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995):

- *galaxii spirale* (1/4 din galaxii, asemănătoare cu Calea Lactee) în formă de disc aplatizat, cu două brațe spirale plecând dintr-un nucleu central. Sunt bogate în gaz iar compresiunile rezultate din rotația galaxiei provoacă naşterea de noi stele la nivelul brațelor.

- *galaxiile eliptice* prezintă o simetrie eliptică sau sferică, fără a avea o structură evidentă, şi reprezintă 2/3 din numărul galaxiilor. Cea mai mare parte a stelelor care intră în componența lor sunt foarte tinere (10 milioane de ani).. Deoarece aceste galaxii sunt sărace în gaze, nu se mai pot forma stele noi. Cele mai mari galaxii cunoscute (10^{13} mase solare) sunt de acest tip.

Scanned with OKEN Scanner

- *galaxii neregulate* care reprezintă mai puţin de 1/10 din totalul galaxiilor.

Galaxiile nu sunt repartizate întâmplător, ele au tendinţa de a se grupa în structuri mai mari numite *roiuri galactice*. Astfel, galaxia noastră, Calea Lactee, face parte dintr-un roi local, alături de cei doi nori ai lui Magellan, vizibili din emisfera sudică, sau nebuloasa Andromeda, vizibilă din emisfera nordică (care reprezintă cele mai apropiate galaxii, observabile cu ochiul liber). Acest roi conţine aproximativ 20 de galaxii şi are o mărime de circa 5 milioane de ani lumină.

La rândul lor, roiurile se organizează în structuri de ordin superior – *super-roiuri* – care grupează mai multe mii de galaxii într-un volum a cărui dimensiune este de ordinul a mai multor zeci de milioane de ani lumină. Regiunea centrală a super-roiurilor este în general ocupată de o galaxie foarte masivă (de mai multe sute de ori mai mare decât o galaxie normală) în jurul căreia gravitează celelalte galaxii.

În ceea ce priveşte numărul galaxiilor existente, estimările făcute de oamenii de ştiinţă până în prezent arată că în Universul vizibil sunt aproximativ 10^{12} galaxii.

3.1.4. Galaxia Calea Lactee

Pământul şi sistemul nostru solar se află în galaxia Calea Lactee (Calea Robilor) care cuprinde aproximativ $200 \cdot 10^9$ stele, întinsă pe un diametru de 100.000 ani lumină, cu o grosime de 20.000 ani lumină la centru. În afară de stele, galaxia noastră cuprinde şi materie cosmică rarefiată alcătuită din gaze ionizate şi pulberi ce formează nebuloasele, unele obscure, altele luminoase.

Galaxia are în centru un nucleu (cu diametrul de 50 ani lumină), foarte dens, alcătuit din circa 30.000 de stele, înconjurat de un spaţiu „vid" lipsit de corpuri galactice. Urmează un inel cu numeroase stele gros de 300 ani lumină, ce se roteşte cu o viteză de 300 km/s. Acest inel este înconjurat din nou de un spaţiu „vid" mai gros (1600 ani lumină). Nucleul central şi inelul constituie discul galaxiei. La exteriorul discului se găseşte din nou un spaţiu uriaş, gros de cca 20.000 ani lumină, alcătuit din nori de hidrogen şi praf cosmic din care se desprind braţele galaxiei sub formă de spirale uriaşe generatoare de stele. În unul din aceste braţe, în Constelaţia Orion, la o distanţă de 33.000 ani lumină de centrul galaxiei, se află Sistemul Solar.

În ceea ce priveşte frontiera Sistemului Solar, oamenii de ştiinţă de la NASA au anunţat că sondele spaţiale Voyager 1 şi Voyager 2 lansate în 1977 au furnizat „prima dovadă directă" a existenţei unei frontiere

Scanned with OKEN Scanner

(heliopauză) între Sistemul Solar şi spaţiul interstelar. Începând din august 1992, antenele celor două sonde recepţionează unde radio de joasă frecvenţă, sursa lor constituind luni de zile un mister. Acum, potrivit cercetătorilor de la NASA (Don Gurnett), aceste semnale radio sunt create în momentul în care un gaz încărcat cu electricitate, venind dinspre Soare, se găseşte în interacţiune cu gazul rece interstelar, dincolo de heliopauză.

Pentru măsurarea distanţelor uriaşe din Sistemul Solar (şi în general în Univers), se utilizează unitatea astronomică (UA), egală cu $149,6 \cdot 10^6$ km, sau anul lumină. Anul lumină reprezintă distanţa străbătută de lumină în vid cu viteza de 300.000 km/s în timpul unui an tropic (365,242 zile) şi este egal cu 6,3275 · 10 UA. Se mai folosesc şi alte unităţi de măsură, ca parsecul (pc) ($3,0856 \cdot 10^{13}$ km) şi multiplii săi kiloparsecul (10^3pc) şi megaparsecul (10^6pc). Un an lumină este egal cu 0,307 pc. Întreaga galaxie se supune permanent unei mişcări de rotaţie în jurul propriei axe, viteză ce scade către periferie.

3.2. Sistemul Solar - caracteristici fizice

Soarele împreună cu planetele, asteroizii şi meteoriţii formează Sistemul Solar. Aceste planete, asteroizi şi meteoriţi gravitează în jurul soarelui, fiecare urmându-şi orbita proprie. Sistemul Solar cuprinde o cantitate imensă de praf cosmic, de gaz interplanetar, fluxuri de particule denumite radiaţii solare şi este străbătut de comete. Câteva caracteristici ale Sistemului Solar i-au făcut pe astrofizicieni să considere că toate corpurile acestui sistem au o origine comună. Aceste caracteristici comune sunt:

1. Toate planetele execută o mişcare de revoluţie în jurul Soarelui, în interiorul câmpului său gravitaţional, mişcarea executându-se în acelaşi sens.

2. Atât Soarele cât şi planetele execută şi o mişcare de rotaţie în jurul propriilor axe.

3. Raza fiecărei orbite planetare este de două ori mai mare decât raza orbitei imediat celei mai apropiate faţă de Soare (*legea lui Titius-Bode*). O excepţie se înregistrează între planetele Marte şi Jupiter, între care distanţa este mai mare, dar în acest spaţiu există mulţi asteroizi, ceea ce a generat ipoteza existenţei iniţiale a unei planete Phaeton, care s-a dezagregat.

4. S-a constatat că planetele sunt de două tipuri, cu caracteristici diferite:

– **Planete interne** (Mercur, Venus, Pământ, Marte) cu volume mici şi densităţi mari (mai mari de $4 g/cm^3$), rotiri lente (peste 20 de ore), cu turtiri mici sau inexistente, cu scoarţă solidă la exterior, cu atmosfere proprii puţin extinse, cu număr redus de sateliţi.

Scanned with OKEN Scanner

– **Planete externe** (Jupiter, Saturn, Uranus, Neptun şi Pluton). În afară de Pluto, au volume mari, densităţi mici, rotiri rapide (cca 10 ore), turtiri mari la poli, atmosfere întinse şi mulţi sateliţi (16-17).

5. Cele mai răspândite elemente în Soare şi planete sunt H şi D (Deuteriu).

6. Pe baza izotopilor radioactivi din roci se consideră că vârsta planetelor este de 4,5-5 miliarde de ani. Din calcule şi unele constatări astrofizice, Soarele ar avea vârsta de 10 miliarde de ani; pe baza conţinutului de H şi He i se acordă o vârstă mai tânără.

Soarele este o stea galbenă de mărime mijlocie cu diametrul de $1,4 \cdot 10^6$ km (de 109,1 mai mare decât diametrul Pământului), cu densitatea medie de aproximativ 1,4 g/cm^3 şi masa de aproape 330.000 de ori mai mare decât cea a Pământului. Temperatura fotosferei (învelişul luminos, gazos, cu grosime de 300-400 km) este de 6000°C. În centrul Soarelui (nucleu) temperaturile probabil ajung la 20.000°C, unde au loc şi procese termonucleare. În fotosferă există şi zone mai întunecate, cu câmpuri magnetice foarte puternice ce apar odată la 11 ani şi influenţează activitatea vitală de pe Pământ. Ele se numesc pete negre.

La exteriorul fotosferei este cromosfera, învelişul atmosferic, alcătuit din gaze ionizate (H, He) ce are o grosime de 10-15.000 km şi are o temperatură de 2000°C. Aici au loc şi erupţiile solare (Foto 2).

Coroana este învelişul exterior al atmosferei solare, alcătuit din gaze rarefiate ionizate, structură neomogenă şi grosime mare. Aici au loc fluxuri electronice din domeniul razelor X, fluxuri luminoase, emisiuni radio, vânt solar (flux continuu de radiaţii corpusculare). Soarele execută o mişcare de rotaţie în jurul propriei axe în 25 de zile terestre la ecuator şi 35 de zile la poli.

După unele cercetări, Soarele a ajuns la jumătatea vieţii sale, urmând să mai parcurgă 5 miliarde de ani înainte de a intra în faza premergătoare dispariţiei unei stele. Antonio Jimenez, specialist al Institutului de Astrofizică din Insulele Canare (Spania), susţine că Soarele are o mişcare de dilatare şi contractare ritmică, la fel ca inima unui om. Această mişcare se poate măsura cu precizie de ordinul centimetrilor. Studiul acestei mişcări pulsatorii permite cunoaşterea procesului de fuziune nucleară ce are loc în interiorul Soarelui şi în general al stelelor.

Scanned with OKEN Scanner

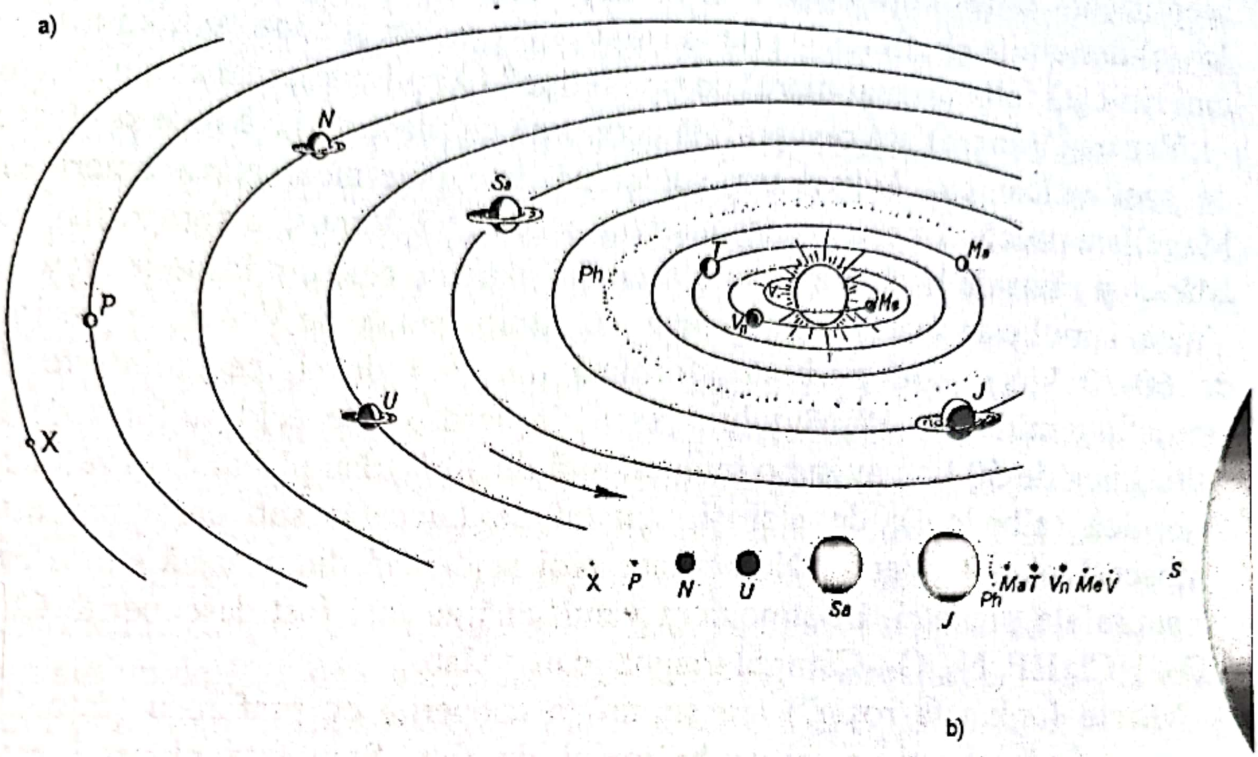


Fig. 15. Sistemul Solar: a) nu sunt respectate nici scările dimensiunilor, nici cele ale distanțelor; b) dimensiunile planetelor în raport cu Soarele (după Pomerol şi Renard, 1996, cu modificări).

Planetele (Fig. 15, Foto 1), în număr de 9, sunt corpuri fără lumină proprie care se învârt în jurul soarelui pe orbite proprii. Se presupune existența a încă trei planete: **Vulcan**, mică, plasată între Mercur şi Soare; **X** (Zece), planetă mare ce se află după Pluto şi **Phaeton,** ce a existat între Marte şi Jupiter şi din care au rămas asteroizii de azi. În funcție de poziția lor față de Soare, planetele se împart în două grupe:

- Planete interne (terestre): Mercur, Venus, Pământ, Marte;
- Planete externe (jupiteriene, joviene): Jupiter, Saturn, Uranus, Neptun şi Pluto (Pluton).

3.2.1. Planetele interne

Mercur este planeta cea mai aproape de Soare, cu relief accidentat (Mariner 10, 1974), mai accidentat ca pe Marte (Piero Leonardi, 1974-1975). Suprafața este acoperită cu praf, ce serveşte ca izolator termic. Atmosfera este rarefiată şi este formată din H, He, Ar, Ne. Are un câmp magnetic mai puternic decât al Lunii. În afară de cratere, pe Mercur s-au

Scanned with OKEN Scanner

identificat zone cu *albedo* mai scăzut (întunecat) de tip *„maria”* (Mare Jovis) denumite şi „fretus” (Fretus Neptunii) precum şi zone cu luminozitate mai ridicată (albedo mai mare) de tip „terrae” (Apollonia), mai strălucitoare.

Venus (Venera) are o suprafaţă acoperită cu plăci de lavă rece şi blocuri de roci vulcanice. Activitatea vulcanică este puternică. Nava americană Magellan, trecând peste zona australă a planetei Venus, a fotografiat văi adânci şi râuri de lavă. Văile sunt asemănătoare cu cele din insulele Hawaii. Vulcanismul este foarte activ în prezent. Atmosfera de pe Venus, în grosime de 60-70 km, este fierbinte, formată din nori denşi, ce aminteşte de atmosfera iniţială a Pământului. Norii de aerosoli de acid sulfuric de la altitudinea de 50 km, având o temperatură de 50°C, dau planetei o strălucire puternică (albedoul); de aici şi numele de Luceafăr sub care mai este cunoscută planeta Venus. Numeroase ploi acide cad din această atmosferă pe suprafaţa planetei. În atmosfera venusiană au mai fost descoperite CO, CO_2, HCl, HF, N_2, O_2. Câmpul magnetic este slab.

Marte („planeta roşie”) are suprafaţa acoperită cu praf roşu (foto 5), reprezentând silicaţi, oxizi şi hidroxizi de fier. Suprafaţa planetei este acoperită de munţi şi cratere (sondele Mariner şi Viking) vulcanice, deşerturi plate (roşii-portocalii) şi „mări”de culoare cenuşie (nu în sensul celor pământene). O sondă americană a amartizat, după 4 ani de voiaj, pe planeta Marte, fiind programată să emită imagini. Robotul a transmis imagini extraordinare, văzute de întreaga lume pe Internet (şi la televizor). Nu peste mult timp este posibil să ajungă pe această planetă şi sonde spaţiale cu echipaj uman la bord.

Unul din craterele vulcanice, din Muntele Olympus (Foto 4), are înălţimea de 25 km şi diametrul la bază peste 600 km. Atmosfera este rarefiată şi este alcătuită din CO_2 (80 - 90%), praf – în special SiO_2 (55%) –, cristale de gheaţă, vapori de apă. Numeroşi nori de culoare galbenă, albă şi albăstruie înconjoară această planetă. Vânturi puternice (80 km/oră) stârnesc pe suprafaţa planetei furtuni de nisip şi praf, ce se ridică la o mare înălţime şi au o puternică acţiune erozivă. Câmpul magnetic al planetei este slab, la fel activitatea seismică. Marte are doi sateliţi, Phobos şi Deimos.

3.2.2. Planetele externe

Jupiter (Jovis) este prima planetă din categoria celor „externe”, fiind despărţită de Marte prin centura de asteroizi, probabil rezultatul dezagregării planetei Phaeton. Este alcătuit din hidrogen solid şi lichid şi

Scanned with OKEN Scanner

roci silicioase. Atmosfera este compusă din NH_3, He, CH_4, H, la care se adaugă vaporii de apă. Nori de culori diferite, dispuşi în benzi orizontale, se rotesc în jurul planetei, care au şi o direcţie descendentă. În aceşti curenţi se detaşează „Marea pată roşie" şi „Marea Perturbaţie Australă", zone de circulaţie anticiclonică a curenţilor atmosferici. Planeta are 16 sateliţi, din care mai cunoscuţi sunt: Amalthea, Europa, Io, Ganymede, Callistro. De asemenea, în jurul ecuatorului are un inel din materie neidentificată, provenită din erupţiile satelitului Io sau de la alt satelit. Căldura emisă de planetă este de două ori mai mare decât cea primită de la Soare, datorită unui câmp gravitaţional de două ori mai mare decât cel terestru.

Saturn, a doua ca mărime după Jupiter, este alcătuit din H (85%) cu un miez (nucleu) pietros. Atmosfera este constituită din NH_3, H şi He, cu multe „pete roşii" ce se consideră că reprezintă anticicloni (ca şi la Jupiter). Câmpul magnetic este foarte intens, iar planeta emite mai multă energie calorică decât primeşte de la Soare (ca şi Jupiter). Prezintă de jur împrejur un sistem de 120 de inele luminoase grupate în 6 structuri (A - F), alcătuite din praf. Între inele sunt spaţii opace alcătuite din praf întunecos. Are 16 sateliţi plasaţi în zonele inelare şi interinelare, dintre care amintim: Titan, Rhea, Encelade, Mimas, Dione, ultimul fiind alcătuit din gheaţă.

Uranus este alcătuit dintr-un nucleu de gheaţă şi o manta din H lichid. Atmosfera este constituită din NH_3, H şi He. Şi această planetă are un sistem inelar format numai din 6 inele, late de 10-20 km, ultimul atingând o lăţime de 80 km. Inelele sunt alcătuite din fragmente de roci şi gheaţă. Interesant este faptul că planeta are o mişcare de rotaţie retrogradă.

Neptun are o atmosferă alcătuită din CH_4 şi H molecular, are un inel ecuatorial şi prezintă doi sateliţi, Nereida şi Triton. Ultimul are o mişcare retrogradă şi un diametru de 4000 km. În general despre această planetă se cunosc puţine lucruri.

Pluton (Pluto) este cea mai mică, cu un diametru la jumătate din cel al Pământului. Este puţin cunoscută, fiind şi cea mai depărtată de Soare. Se presupune însă că are un nucleu alcătuit din silicaţi, acoperit de un înveliş de gheaţă din apă, iar la rândul său acesta este acoperit cu un alt înveliş de gheaţă din metan.

Planeta X (a zecea) se află dincolo de Pluton, probabil la fel de mare ca şi Jupiter, dar de zece ori mai masivă. Ea se găseşte, faţă de Terra, la o distanţă de 30.000 de ori mai mare decât cea până la soare şi se pare că nu este contemporană cu naşterea Sistemului Solar, ci a fost captată mai târziu. Se roteşte în sens invers celorlalte nouă planete, are o înclinaţie diferită în

Scanned with OKEN Scanner

raport cu planetele sistemului solar, ceea ce a condus la această ultimă concluzie.

Asteroizii sunt amplasaţi între planetele Marte şi Jupiter, fiind consideraţi resturi ale dezagregării unei planete, numite Phaeton. Asteroizii (planetoizii) sunt în număr mare (480.000), cu diametre în general mai mari de 1,5 km. Cel mai mare este Ceres şi are un diametru de 1200 km. Toţi asteroizii se mişcă în jurul Soarelui, la fel ca planetele, cei mai mari fiind sferici, iar cei mai mici colţuroşi. Nu au atmosferă şi nici lumină proprie.

Meteoriţii sau stelele căzătoare sunt fragmente de corpuri cosmice care, aflaţi în cădere în atmosfera terestră, se aprind la cca 120-180 km altitudine. Unii ard în întregime, alţii parţial şi lasă în cădere o urmă luminoasă. Într-o zi terestră se apreciază că pătrund în atmosfera Pământului până la 10 milioane de meteoriţi, dar foarte puţini ajung pe suprafaţa scoarţei terestre. Au densităţi variabile, între 0,3 şi 8,0 g/cm^3. Sunt de trei tipuri:

Meteoriţi sideritici (metalici) alcătuiţi din Fe şi Ni ca şi nucleul Pământului, cu o densitate mare, de 7,5g/cm^3.

Meteoriţii pietroşi (litici, asterolitici), cu o compoziţie asemănătoare rocilor bazice ca peridotite şi gabbrouri, reprezentată prin silicaţi de Mg şi Ca, corespunzătoare alcătuirii mantalei superioare a Pământului. Au o densitate de 3,5 g/cm^3.

Meteoriţii sticloşi, având o compoziţie chimică asemănătoare granitelor, cu structură sticloasă şi densitate de 2,5 g/cm^3 corespunzătoare compoziţiei scoarţei continentale. Unii meteoriţi conţin carbon şi resturi de materii organice, microorganisme în stare carbonificată, sferice sau filamentoase, care au sugerat ipoteza naşterii vieţii în mediul extraterestru şi a implantării ei pe Pământ prin căderea acestor meteoriţi şi impactul lor cu scoarţa terestră. Prin studiul lor, în special de NASA, s-au obţinut date importante privind constituţia internă a Pământului şi structura materiei din Univers.

Cometele (stelele cu coadă) sunt corpuri cosmice ce străbat spaţiul nostru planetar. În centru, cometele au un nucleu alcătuit din gheaţă, amoniac, metan şi bioxid de carbon, care poate fi şi de 50 km. Prezintă apoi o coamă, formată din praf şi gaze, din care ia naştere coada cometei, alcătuită din praf şi gaze ionizate, foarte rarefiate, ce se întind pe distanţe de milioane de km. Cometele sunt în număr de peste 2000 şi poartă în general numele descoperitorilor sau ale anilor când au fost descoperite. În februarie 1986, s-a apropiat de Pământ Cometa Halley, care a putut fi observată mai

Scanned with OKEN Scanner

bine şi studiată. Recent, în 1997, s-a văzut din nou o cometă ce s-a apropiat de Pământ, denumită Hale-Bopp (Foto 3).

3.3. Ipotezele cosmogonice şi importanţa lor geologică

De la început, se poate preciza că termenul de „ipoteze cosmogonice" se referă la naşterea Sistemului Solar şi a Pământului, fenomene ce sunt privite într-o perspectivă cosmică. Ipotezele cosmogonice pot fi grupate în două categorii:

1. Ipoteze ce consideră materia iniţială incandescentă („ipoteze calde"), fie ruptă din soare, fie provenită dintr-o nebuloasă. Având în vedere forma rotundă a Pământului, uniformitatea sa de rotaţie, dispoziţia concentrică a geosferelor cu densitate din ce în ce mai mare spre centru, aceste ipotezele susţin că materia iniţială a fost fluidă. Dintre ipoteze, mai cunoscută este cea susţinută de **Pierre Simon Laplace** (1796).

După Laplace, iniţial a existat o nebuloasă fierbinte în permanentă rotaţie, ce a început treptat să se răcească şi să se contracte. Fiind un sistem mecanic izolat sau închis, ce şi-a păstrat momentul impulsului iniţial (M), ipoteza poate fi exprimată prin relaţia:

$$M = mvr = \text{constant}$$

în care

m = masa fiecărei particule componente;

v = viteza de rotaţie a fiecărei particule;

r = raza de rotaţie.

Prin reducerea razei (r) din cauza concentraţiei şi pentru ca „M" să se menţină constant trebuie ca „v" să crească deoarece masele (m) practic nu variază. În acest fel, în regiunea ecuatorială a nebuloasei, unde forţa centrifugă este maximă, se creează un „guler" de materie ce se desprinde şi se concentrează ca un corp de formă sferoidală ce va deveni o planetă (Fig. 16). Dacă se consideră viteza periferică (tangenţială) ca produs între viteza unghiulară şi raza de rotaţie, atunci concluzia este valabilă şi dacă se ia în consideraţie numai constanţa impulsului. Laplace a introdus momentul impulsului (M), ca un argument de geneză pentru Sistemul Solar, ce a fost foarte important şi semnificativ deoarece în ipoteza emisă nu se putea explica faptul că există o discrepanţă între acest moment al impulsului concentrat în peste 70% în planete şi masa sistemului care este concentrată în proporţie de 90% în Soare. Ipoteza a avut o largă circulaţie, explică corect

Scanned with OKEN Scanner

deplasarea planetelor în acelaşi plan eliptic în jurul şi în acelaşi sens cu Soarele; densitatea mai mare şi cu formă mai sferică a planetelor interne faţă de cele externe şi constituţia chimică unitară a întregului Sistem Solar. Teoriile actuale au preluat din ipoteza lui Laplace ideea concentrării maselor pornind de la o nebuloasă prin procese gravitaţionale şi magnetohidrodinamice şi creşterea temperaturii în corpul central prin compactare.

Criticile aduse ipotezei sunt legate de mişcarea retrogradă a planetei Uranus şi satelitului Triton al planetei Neptun, precum şi de distribuţia impulsului în Sistemul Solar. Mai recent (1974), s-au reutilizat ideile lui Laplace de către **F. Press,** care a sesizat organizarea materiei în afara stelelor în discuri ecuatoriale, fenomen considerat general de către astronomi. În sprijinul acestei observaţii s-a descoperit la Observatorul Kitt Peak o stea tânără, situată la 1500 ani lumină de Soare şi cu diametrul de 40 de ori mai mare decât al acestuia şi care are de jur împrejur un nor de 3.000.000 km.

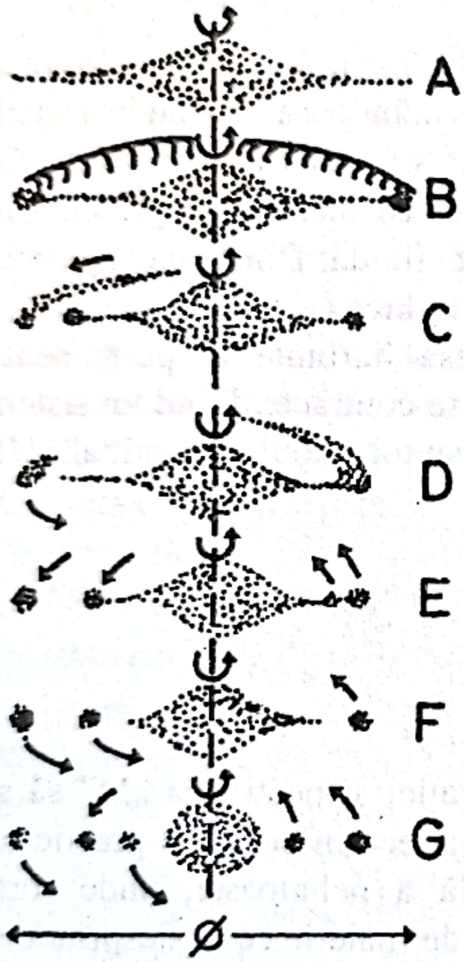


Fig. 16. Evoluţia Sistemului Solar în ipoteza lui P. S. Laplace: A – stadiul de nebuloasă cu diametrul Φ; B – formarea primului „guler" periferic; C – tendinţa de colectare a primei planete şi formare a altui „guler" pe ecuatorul nebuloasei în contracţie; D, E, F, G – stadii ulterioare de individualizare a planetelor şi Soarelui (după V. Lăzărescu, 1980).

2. A doua categorie de ipoteze („ipoteze reci") pleacă de la fenomenul manifestării gravitaţiei universale de captare a meteoriţilor şi de la descoperirea mişcării de revoluţie galactică a Soarelui şi a prezenţei norilor **cosmici (I. O. Schmidt, H. C. Urey, G. P. Kuiper**, după 1940). Ideea creşterii Pământului prin captare de meteoriţi a căpătat din ce în ce mai mare audienţă mai ales după descoperirea pe Lună de masconi şi de cratere de impact pe toate planetele interne, ca şi pe unii sateliţi ai lui Jupiter. Se poate explica şi mişcarea retrogradă ca rezultantă a captării prin impact a unor

Scanned with OKEN Scanner

asteroizi direct din spaţiul galactic şi astfel corpul este menţinut în sfera de atracţie a unei planete sau direct a Soarelui, însă cu mişcare retrogradă. Aşadar, apare posibil ca Uranus şi sateliţii cu mişcare retrogradă să nu fie de aceeaşi origine cu Sistemul Solar, dar, odată captaţi, să-şi continue existenţa printr-o evoluţie comună.

Aceste ipoteze, ce se bazează pe captarea de meteoriţi, admit că protoplanetele (planetele iniţiale) au fost corpuri solide, reci. Împotriva acestei ipoteze este ideea că Pământul şi alte planete cu structură concentrică presupun trecerea obligatorie printr-o fază lichidă. În acest caz, energia de impact a meteoriţilor şi radioactivitatea au oferit surse de energie calorică pentru o încălzire ulterioară, chiar până la topirea corpurilor planetare. Această încălzire s-a produs după depăşirea de către planete a dimensiunii critice (diametru peste 1500 km) deoarece energia radioactivă creşte cu volumul planetelor (în acest caz, raza la cub) iar cedarea de căldură prin radiaţie în spaţiu se multiplică proporţional cu suprafaţa (deci cu raza la pătrat).

Ultimele ipoteze privind originea Pământului sunt rezultatul activităţii specialiştilor de la NASA, între care amintim pe H. C. Urey şi T. A. Mutch, a Proiectului Intercosmos a laboratoarelor de modelări planetologice şi a altor numeroase studii. În elaborarea acestor concluzii s-a ţinut cont de unele ipoteze fundamentale mai vechi, între care amintim:

- Elementul cel mai frecvent în Univers este hidrogenul, urmat de heliu, iar dintre elementele grele cel mai stabil este fierul.

- Adoptarea unanimă a evoluţiei pulsatorii a materiei în Univers şi a prezenţei unor stele duble, cu sateliţi invizibili, dar deduşi din oscilaţiile acestora.

- Existenţa unor dovezi de concentrare a materiei cosmice încă în stadiu dispers, determinată de gravitaţie şi de forţe magnetohidrodinamice. Ele explică prezenţa turbioanelor la unele nebuloase şi mişcarea de rotaţie, cu viteză de rotaţie diferenţiată a materiei din nebuloase (din zonele marginale, faţă de zona centrală), încercându-se o rezolvare a problemei distribuţiei impulsului de rotaţie din Sistemul Solar.

- S-a dedus că perioada de acreţie a planetelor a durat puţin (10^7 - 10^8 ani) comparativ cu vârsta lor actuală. Această viziune este diferită de concepţia geologică clasică, după care etapele de evoluţie ale Pământului sunt cu atât mai lungi cu cât sunt mai vechi.

- S-a emis şi o ipoteză dualistă de naştere a planetelor (J. H. Tatsch - privind evoluţia paralelă a Pământului şi a Lunii) prin care se consideră că pe o anumită orbită circumsolară s-au condensat mai multe corpuri ce au dat

Scanned with OKEN Scanner

o planetă şi sateliţi, în opoziţie cu ipoteza monistă ce consideră existenţa unui singur corp protoplanetar pe fiecare orbită.

- Prezenţa aproape regulată de cratere meteoritice pe planetele terestre însoţite de o revărsare de lave.

- Asocierea unor planete externe cu inele de materie sugerează imaginea iniţială la scară redusă a stării cosmice, pregeologice a Sistemului Solar.

Au mai fost luate în considerare şi alte ipoteze mai vechi, între care existenţa de nori cosmici intergalactici, mişcarea de revoluţie în centrul galaxiei noastre etc., precum şi caracterul particular al circularităţii orbitelor planetare, element considerat o „cheie" a cosmogoniei (I. O. Schmidt, 1951).

Concepţia modernă a reactualizat ipoteza lui Laplace, privind modul de evoluţie a vitezei de rotaţie, raporturile dintre forţele gravitaţionale şi forţa centrifugă, precum şi efectele lor. Astfel, trecerea de la starea rece la cea fierbinte a nucleului nebuloasei s-a făcut prin concentrare gravitaţională, iar forţele magnetohidrodinamice au dus la concentrarea gazelor şi pulberilor de materii gazoase. Se presupune că nucleul sistemului protosolar, înainte şi după ce Soarele a devenit o stea, a captat gravitaţional corpuri solide sau fluide ce au devenit protoplanete. Acestea au atras alte corpuri mai mici ce au devenit sateliţi, iar planetele şi sateliţii au captat meteoriţi. Aşa s-a născut ideea că Pământul a evoluat împreună cu Luna (G. Darwin), şi-a păstrat atmosfera, cu excepţia pierderilor de hidrogen de la periferie, în timp ce Luna şi-a pierdut complet atmosfera sa.

În această accepţie, când protoplanetele au depăşit diametrul de 1500 km (starea critică), au început să se încălzească până la topire, datorită, în special, radioactivităţii, cu migrarea materiei mai dense spre interior şi formarea unei structuri simetrice din ce în ce mai puţin dense către exterior. A urmat o puternică activitate vulcanică cu tendinţă de pierdere de energie, ce a dus la o răcire mai ales spre exterior. S-au separat astfel la planete un centru sau un nucleu, apoi o astenosferă şi la exterior o litosferă. La sateliţi, cum ar fi Luna, nu s-a putut separa un nucleu.

Perioada de răcire s-a prelungit mult, datorită impactului cu meteoriţi, ce a dus la o descărcare de energie (încălzire a planetei), precum şi la existenţa unei atmosfere primordiale bogate în CO_2, ce a funcţionat ca izolator termic. Când temperatura a scăzut la 700-800 °C, Pământul şi alte planete au căpătat crusta primordială (primă). Se credea că această crustă primordială a Pământului a fost bazică (asemănătoare Lunii, constatare făcută cu prilejul aselenizării în anul 1969), dar ultimele date sunt contrarii. Prima crustă a

Scanned with OKEN Scanner

Pământului a fost intermediară, privind proporţia de SiO_2, spartă de numeroase impacturi meteoritice, prin care s-au revărsat din interior lave bazice ce au acoperit această primă crustă şi pe care au asimilat-o.

În legătură cu aceasta, se reexaminează ideea lui Eduard Suess, de la începutul secolului XX, prin care Oceanul Pacific ar fi o mare cicatrice a Pământului din care s-a desprins Luna, spaţiu ce a permis revărsarea unei extinse curgeri bazice. Se trece astfel la o perioadă nu prea lungă – etapa pregeologică. Se presupun fenomene eoliene ce deplasau nisipul format din săruri sublimate din pneumatosfera iniţială, ploi de acid sulfuric şi sulfuros cu efecte corozive foarte active, descărcări electrice cu formare de fulgurite, iar când temperatura a ajuns sub 270°C (temperatura critică a apei) vaporii apei au început să participe la procese geologice. La temperaturi de 100°C a început condensarea masivă a apei, formarea primelor bazine oceanice, cu dizolvarea sărurilor în bazinele depresionare. Deşi cu fundament postpaleozoic, se pare că Oceanul Pacific este spaţiul unui ocean primordial. La periferia lui au existat depresiuni circulare secundare, în zona actuală a golfului Mexic, Mării Caraibilor, Mării Drake din America de Sud şi Antarctica. O a doua poziţie iniţială a unui ocean primordial ar fi Oceanul Arctic datorită formei circulare.

3.4. Forma, dimensiunile şi densitatea Pământului

Forma şi dimensiunile Pământului au preocupat din antichitate pe oamenii de ştiinţă, care i-au dat diferite reprezentări. Unii credeau că Pământul are formă pătrată, fiind susţinut de patru lei, alţii îl considerau discoidal.

Pitagora (350 î.e.n) este primul om de ştiinţă care a susţinut că Pământul are formă sferică, iar Eratostene din Alexandria (276 - 195 î. H.) a fost primul care a calculat dimensiunile acestuia. El pleacă de la o constatare şi anume că razele Soarelui sunt aproape paralele când ating Pământul. Astfel, a observat că, de exemplu la Syene (Aswan), Soarele se găseşte în ziua solstiţiului de vară exact în poziţie verticală deoarece obiectele verticale nu lasă umbră (copacii, stâlpii). La Alexandria, în schimb, aceste obiecte lasă o umbră evidentă, oblică faţă de poziţia obiectelor verticale. Folosind un fir cu plumb, Eratostene a făcut un simplu calcul matematic, măsurând valoarea unghiului dintre obiectul vertical şi umbra sa.

Scanned with OKEN Scanner

Astfel, la Alexandria un obiect vertical (un băţ, un copac, un fir cu plumb ţinut vertical), notat AB, lasă o umbră BX (Fig. 17). Se poate constata că BX este paralel cu SC, de unde rezultă că unghiurile ABX şi SCA sunt egale (ca unghiuri alterne interne). Măsurând unghiul ABX, Eratostene a constatat că valoarea acestuia de 7° este lungimea unui arc de meridian ce reprezintă aproximativ 1/50 din 360°. El a dedus astfel că distanţa Syene–Alexandria de înmulţit cu 50 reprezintă circumferinţa Pământului.

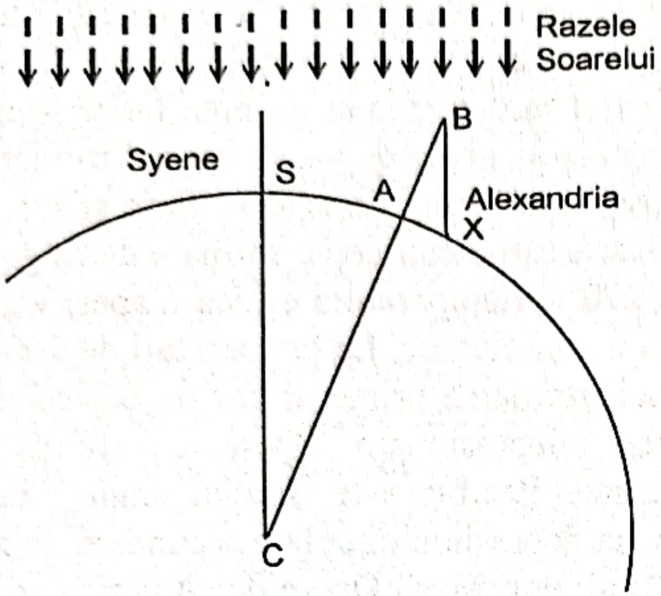


Fig. 17. Determinarea dimensiunilor Pământului după calculele făcute de Eratostene.

Asupra sfericităţii Pământului au adus ulterior dovezi călători vestiţi – de exemplu, Cristofor Columb, prin descoperirea Americii, Magellan care a făcut prima călătorie în jurul lumii şi alţi navigatori importanţi – iar în ultimul timp argumentarea acestei idei este oferită de fotografiile făcute din satelit.

Mult mai târziu, Newton şi Huyghens (1676) ajung la concluzia că forma Pământului este mai apropiată de un elipsoid de rotaţie decât de o sferă, deoarece este turtit la poli, ca o consecinţă a mişcării de rotaţie. Astfel, axa polară este mai scurtă decât cea ecuatorială.

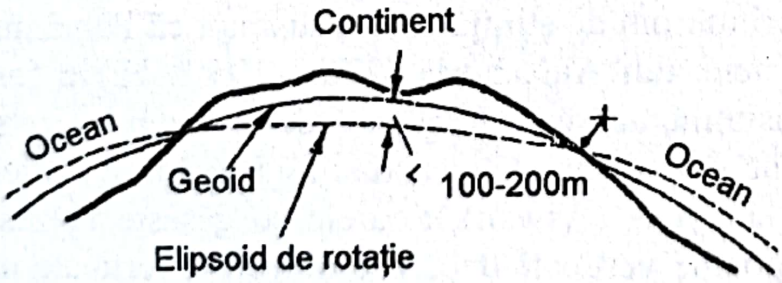


Fig. 18. Raporturile teoretice dintre geoid şi elipsoidul de rotaţie (după Lăzărescu, 1980).

După cum se ştie, suprafaţa Pământului are neregularităţi mari, determinate de oceane şi munţi. Astfel, diferenţa maximă poate fi calculată între vârful Everest (Chomolungma), de 8.882 m, şi fundul fosei Marianelor (fosa Filipinelor), de 11.521 m, şi este de peste 20.000 m (20.403 m). S-a constatat, de asemenea, că Polul Sud este cu 30 m mai aproape de Ecuator decât Polul Nord, iar neregularităţile şi disproporţiile dintre înălţimile uscatului şi abisurile oceanelor au dus la concluzia că forma adevărată a Pământului nu poate fi încadrată într-o formă geometrică cunoscută,

Scanned with OKEN Scanner

deoarece nu este un corp regulat. Din acest motiv, s-a încercat o definire a formei Pământului care să fie cât mai apropiată de forma sa reală. S-a constatat că o asemenea condiţie este îndeplinită de o definire fizică a formei sale ca suprafaţa la care planele tangente sunt perpendiculare pe direcţia gravitaţiei. Acestei forme i s-a dat numele de **geoid**.

Între forma geometrică de elipsoid şi cea de geoid există deosebiri (Fig. 18). Suprafaţa geoidului aproximează cel mai bine forma reală a Pământului, dar nu corespunde exact cu ea. Geoidul prezintă variaţii şi pe oceane, datorită influenţei reliefului submarin, dar în ansamblu el ar corespunde suprafeţei liniştite a oceanelor, întrucât apa, ca orice fluid, se dispune pe o suprafaţă echipotenţială, perpendiculară pe direcţia exercitării atracţiei gravitaţionale. Pe continente, datorită constituţiei reliefului din roci mai dense decât apa, suprafaţa geoidului se ridică şi ea cu cca 100-200 m faţă domeniul oceanic. Conform acestei relaţii, s-a crezut că geoidul se plasează întotdeauna sub nivelul elipsoidului de referinţă în domeniul oceanic şi deasupra acestuia în domeniul continental. În prezent, s-a introdus şi studiul variaţiilor în timp ale geoidului, măsurate în cm/100 ani, sub influenţa turtirii globului, a deplasării plăcilor etc. şi s-a propus un sistem de raportare a deformaţiilor globale într-un spaţiu quadridimensional (x, y, z şi timp), iar ca meridian de referinţă se ia cel ce rezultă din intersectarea suprafeţei Pământului cu planul determinat de poziţia momentană a axului de rotaţie şi centrul de greutate al Pământului, ambele în permanentă mişcare.

Întrucât asupra formei şi dimensiunilor Pământului au fost numeroase idei, la Congresul Internaţional de Geodezie şi Geofizică de la Madrid din 1924 s-a luat pentru prima dată hotărârea de stabilire a unor dimensiuni „oficiale" ale Pământului, la care să se raporteze toţi oamenii de ştiinţă. Astfel dimensiunile „elipsoidului de referinţă" sunt:

- Raza ecuatorială = 6378,388 km = a;
- Raza polară = 6356,912 km = c;
- Turtirea (elipticitatea) = $(a - c)/a$ = 1/297 (la poli);
- Aria suprafeţei Pământului = $510{,}10 \cdot 10^6$ km^2
- Volumul Pământului = $1083 \cdot 10^9$ km^3.

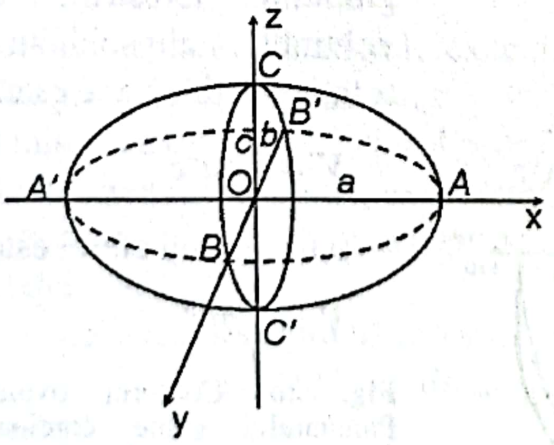


Fig. 19. Elipsoidul de rotaţie cu trei axe.

Scanned with OKEN Scanner

Se observă că între raza ecuatorială şi cea polară este o diferenţă de 21,5 km, turtirea Pământului redusă (chiar mai mică cu un ordin decât cea a planetelor externe). Lungimea ecuatorului s-a calculat la 40.076 km, iar cea a unui meridian de 40.009 km. Cu ajutorul acestor date s-a putut concretiza ecuaţia oficială a formei geometrice a Pământului, ca elipsoid cu două axe.

După cum se ştie, relaţia matematică a elipsoidului cu 3 axe (Fig. 19) este:

$$\frac{x^2}{a^2}+\frac{y^2}{b^2}+\frac{z^2}{c^2}-1=0$$

unde a = semiaxa de pe axa absciselor, b = semiaxa de pe axa ordonatelor, c = semiaxa de pe axa cotelor.

Dacă semiaxele de pe axele absciselor şi ordonatelor sunt egale, atunci relaţia devine:

$$\frac{x^2+y^2}{a^2}+\frac{z^2}{c^2}-1=0$$

şi reprezintă ecuaţia unui elipsoid de rotaţie cu două axe (forma geometrică oficială a Pământului), iar dacă toate semiaxele sunt egale ($a = b = c = R$), atunci se obţine ecuaţia unei sfere:

$$x^2+y^2+z^2=R^2$$

Volumul elipsoidului cu 3 axe este:

$$V=\frac{4}{3}\pi abc$$

Dacă a=b (în situaţia globului terestru), atunci volumul elipsoidului de rotaţie, cu două axe este:

$$V=\frac{4}{3}\pi a^2 c$$

iar volumul sferei este:

$$V=\frac{4}{3}\pi R^3$$

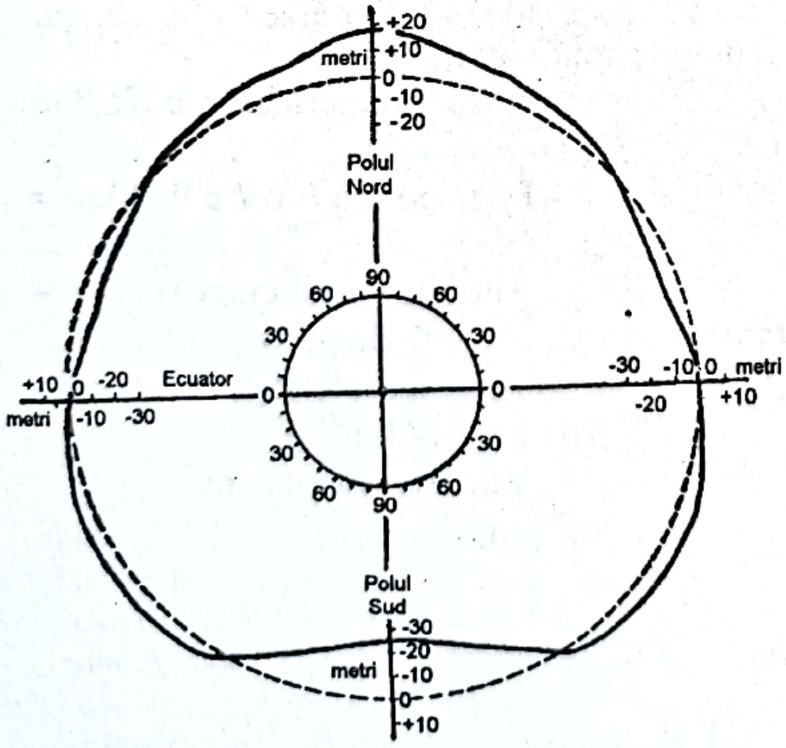


Fig. 20. Conturul ovoidal al Pământului (linie continuă) în raport cu elipsoidul de referinţă (linie întreruptă) (după D. H. King-Hele şi G. E. Cook, 1973; fide Lăzărescu, 1980).

Scanned with OKEN Scanner

Cercetările ulterioare au dus la detalierea dimensiunilor Pământului - în ultimul timp, cercetările făcute din sateliţi au stabilit că există o variaţie neidentică a curburii Pământului în cele două emisfere. În Emisfera Sudică există o zonă mai aplatizată în dreptul Antarcticii, în Emisfera Nordică o ridicare în dreptul Polului Nord Arctic. Astfel, acestei forme ovoidale, i s-a propus numele de **terroid** sau **teluroid** (Fig. 20).

Asemenea deformaţii sunt cunoscute şi la Lună, ce are faţa vizibilă mai turtită decât cea nevizibilă – ce nu e pusă în acest caz pe seama axei de rotaţie, ca de altfel la toate corpurile cosmice cu rotaţie slabă. De asemenea, s-a constatat că centrul de greutate al Pământului nu corespunde cu cel geometric, ce poate constitui un factor secundar de complicare a mişcării de nutaţie a axei de rotaţie. Explicaţia formei ovoidului terestru este încă nelămurită pe deplin, soluţia adecvată şi pe deplin argumentată credem că va fi dată numai de planetologie, care analizează corpurile cosmice într-un larg ansamblu şi în conexiune unele cu altele.

Pe baza perfecţionării balanţei de torsiune s-a putut determina şi masa Pământului, ca fiind de $6 \cdot 10^{27}$ grame. Din raportul masă/volum s-a calculat şi densitatea medie a Pământului, de 5,527 g/cm^3 sau t/m^3. Ţinând seama de densitatea medie a rocilor de la suprafaţa continentelor de 2,7 g/cm^3, s-a putut susţine ipoteza că Pământul se roteşte uniform datorită unei distribuţii în geosfere concentrice, ce cuprind materie din ce în ce mai fluidă către centru.

3.5. Mişcările Pământului

Planeta noastră, Pământul, execută în acelaşi timp un număr de trei mişcări principale. Acestea sunt:

a) mişcarea de rotaţie în jurul propriei axe;

b) mişcarea de revoluţie, executată în jurul Soarelui;

c) mişcarea de nutaţie, ce reprezintă mişcarea de oscilaţie a axei proprii de rotaţie.

În afara acestora, globul terestru mai execută şi alte mişcări, cum ar fi oscilaţiile libere sau mişcarea de titirez a axei, dar acestea sunt de mai mică importanţă geologică.

Scanned with OKEN Scanner

3.5.1. Mişcarea de rotaţie

Mişcarea de rotaţie este executată de globul terestru în 23h56'4" în jurul axei sale, care are o înclinaţie faţă de normala la planul ecliptic cu 23°27'21". Sensul de rotaţie este de la vest spre est cel impus de momentul iniţial de mişcare (după Laplace) când s-a produs desprinderea din nebuloasă. Viteza unghiulară de rotaţie, la suprafaţa globului este de 72,9 · 10^{-6} rad/sec cu valoare uniformă.

Consecinţa primă geodinamică a rotaţiei este apariţia forţei centrifuge (F_c) care se exprimă prin relaţia:

$$F_c = \frac{mv^2}{r} = m\omega^2 r$$

în care:

m = masa corpului supus forţei centrifuge (F_c)

v = viteza tangenţială (periferică) de rotaţie

ω = viteza unghiulară de rotaţie

r = raza de rotaţie a punctului iniţial de masă m corespunzătoare lungimii perpendiculare la axa de rotaţie.

Dacă se presupune globul terestru de formă sferică, atunci se introduce relaţia:

$r = R_m \cos\varphi$, în care R_m= raza medie a Pământului (6.371km).

φ = unghiul de latitudine a locului de calcul pentru F_c. Erorile obţinute prin introducerea ultimei relaţii (r) în ecuaţia forţei centrifuge (F_c) nu sunt mari, întrucât diferenţa între R_m şi raza reală nu este mai mare de 1/600 din aceasta.

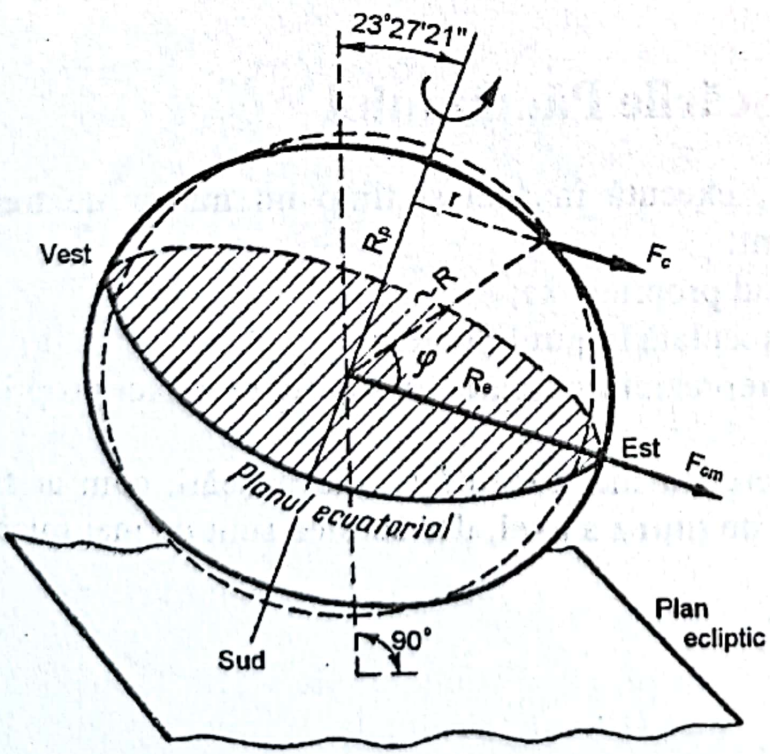


Fig. 21. Variaţia forţei centrifuge pe suprafaţa Pământului şi influenţa ei asupra valorilor gravitaţiei şi formei globului: R_e şi R_p – razele ecuatorială şi polară ale Pământului; F_{cm} şi F_c – forţa centrifugă la Ecuator şi respectiv într-un punct oarecare (după Lăzărescu, 1980).

Scanned with OKEN Scanner

Din examinarea relaţiei F_c şi din figura 21 reiese că forţa centrifugă este maximă la ecuator, unde este dată de o acceleraţie de 3,4 cm/s^2, ce reprezintă 1/300 din mărimea acceleraţiei gravitaţionale. Forţa centrifugă scade cosinusoidal spre poli, unde are valoarea zero.

Consecinţele geodinamice şi geologice pe care le produce această variaţie a forţei centrifuge sunt:

Forţa centrifugă reprezintă unul din factorii ce explică creşterea forţei gravitaţiei de la ecuator spre poli, prin scăderea geometrică a unui vector de forţă (din ce în ce mai mică) din valoarea câmpului gravitaţional. Având în vedere că forţa centrifugă creşte cu pătratul vitezei de rotaţie, rezultă că dacă Pământul s-ar roti de 17 ori mai repede, corpurile de la ecuator ar intra într-o stare de imponderabilitate, iar începând de la această viteză critică în sus ar fi pericolul dezmembrării planetei. Viteza unghiulară actuală $\omega = 72{,}9 \cdot 10^{-6}$ rad/s este foarte mică, astfel că din cosmos Pământul se vede într-o stare nemişcată. Chiar creşterea de 17 ori a acestei viteze de rotaţie ar avea o valoare absolută foarte mică.

Legat de aceleaşi considerente de variaţie a forţei centrifuge, se explică forma de elipsoid a Pământului turtit la poli şi extins la ecuator, unde, datorită forţei centrifuge maxime, s-a adunat un plus de materie. Aceeaşi explicaţie se dă grosimii mai mari a troposferei la Ecuator (16 km) faţă de poli (8 km).

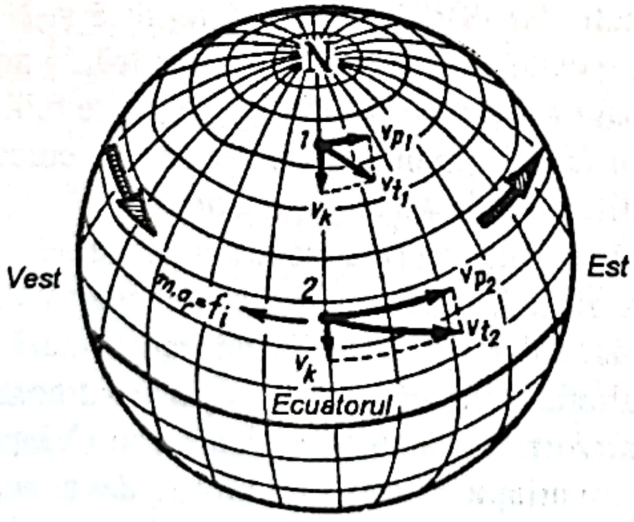


Fig. 22. Orientarea acceleraţiei Coriolis (a_c) în cazul unui corp care se deplasează în emisfera nordică, de la polul Nord spre Sud (din poziţia 1 în poziţia 2, cu o viteză aparent constantă v_k); v_{p1} şi v_{p2} sunt vitezele periferice (tangenţiale), iar v_{t1} şi v_{t2} sunt vitezele totale în cele două puncte 1 şi 2 (după V. Lăzărescu, 1980).

O consecinţă a rotaţiei Pământului este aceea că toate corpurile care se deplasează spre zona mediană a globului, chiar dacă au o viteză constantă faţă de reperele terestre, capătă în realitate o viteză variată – şi anume accelerată în zona apropiată de ecuator şi decelerată în zona polilor. Explicaţia ar consta în compunerea geometrică a vitezei lor constante (v_k) şi viteza periferică (v_p) de la vest la est, generată de rotaţia Pământului şi care este variabilă, funcţie de latitudine (mai mare la ecuator). În situaţia de mişcare de la vest la est apare o forţă de

Scanned with OKEN Scanner

inerţie care caută să menţină corpurilor viteza iniţială, conform principiului lui d'Alambert. Această forţă de inerţie este orientată în sens contrar mişcării, adică de la est la vest, şi rezultă din produsul dintre masa corpului şi acceleraţia laterală (a_c), denumită şi *acceleraţie Coriolis* ($f_i = m \cdot a_c$, Fig. 22).

Datorită acestei acceleraţii corpurile ce se deplasează de la poli spre Ecuator de-a lungul unui meridian au o tendinţă de deviere spre vest, iar cele care se mişcă dinspre ecuator spre poli au tendinţa de deviere spre est, acestea din urmă căutând să-şi menţină viteza tangenţială iniţial mai mare. Fenomene geodinamice concrete ale acestei situaţii de mişcare se observă la râurile Mississipi, Rhon şi Volga ce curg spre Ecuator şi care au tendinţa de deplasare spre vest, iar râurile Obi, Ienisei şi Paraña, ce curg spre poli, au tendinţa de deplasare spre est. De asemenea, vânturile alizee bat regulat de la NE spre SV în emisfera nordică şi SE spre NV în emisfera sudică. În acelaşi mod, curenţii oceanici ecuatoriali sunt orientaţi la suprafaţă de la est către vest, iar la adâncime, datorită razei de rotaţie mai mici şi deci şi a vitezei tangenţiale mai mici, au o direcţie de curgere de la V spre E. Forţele Coriolis au o influenţă importantă în distribuţia faliilor transformante, de decalare a crestelor medio-oceanice, din punctul de vedere al orientării lor, dar şi a săriturii de falie (B. F. Howel, jr.; 1976). Se cunoaşte că aceste falii sunt orientate în majoritate pe direcţia NE-SW în emisfera nordică şi NW-SE în emisfera sudică. În ceea ce priveşte Creasta Medio-Atlantică, în zona ecuatorială, aceasta prezintă o curbură accentuată spre est însoţită de falii cu săritură mare, cum este de exemplu falia Romanche. De asemenea, curenţii de convecţie sublitosferici pot fi influenţaţi de acceleraţia Coriolis.

O consecinţă foarte importantă a rotaţiei este succesiunea zilelor şi nopţilor, ce stabileşte şi o ciclicitate zilnică a geomagnetismului şi a fluxului termic de la Soare. Fluxul termic solar dă variaţii de temperatură ce constituie un factor important în alterarea fizică a rocilor, iar în atmosferă creează un bombardament de dilatare termică în timpul amiezii. Viaţa şi evoluţia ei au fost influenţate de variaţia diurnă a luminii ce a supus organismele la o serie de condiţii neuniforme pe o perioadă scurtă de timp. Acest factor de frecvenţă ridicată, ce a întreţinut evoluţia vieţii în condiţii de schimbare permanentă, reprezintă un argument în favoarea posibilităţii existenţei unor forme de viaţă pe alte corpuri siderale, în anumite perioade de timp.

Tot ca efecte ale rotaţiei s-a permis calculul unor unităţi de timp terestru scurt, precum şi stabilirea unui sistem de orientare pe o sferă, prin

Scanned with OKEN Scanner

imaginarea unor linii meridiane ce se adună la poli şi a liniilor latitudinale ce sunt paralele cu Ecuatorul.

Există unele incertitudini privind influenţa rotaţiei în modul de comportare a interiorului Pământului, ştiindu-se că geosferele ce alcătuiesc globul terestru nu au aceeaşi elipticitate. Explicaţia acestei structuri a fost sugerată prin rotirea acestor geosfere cu viteze unghiulare diferite. Dar discontinuităţile seismice, care separă aceste geosfere, nu reprezintă decât zone de trecere între diferite stări fizice ale materiei care, datorită densităţii şi viscozităţii diferite, pot avea stări de deformare diferite generate în procesul de rotaţie.

Influenţa rotaţiei este abordată şi în legătură cu deriva continentelor (A. Wegener, 1912), cauzele directe fiind considerate forţa centrifugă şi acceleraţia laterală. Ulterior, s-a constatat că aceste argumente nu sunt convingătoare şi suficiente pentru explicarea derivei continentelor, întrucât aceste forţe sunt prea mici pentru a învinge frecarea de la baza plăcilor continentale. Este inclus aici ca argument compensatoriu şi geotermia internă a globului (vezi teoria tectonicii plăcilor).

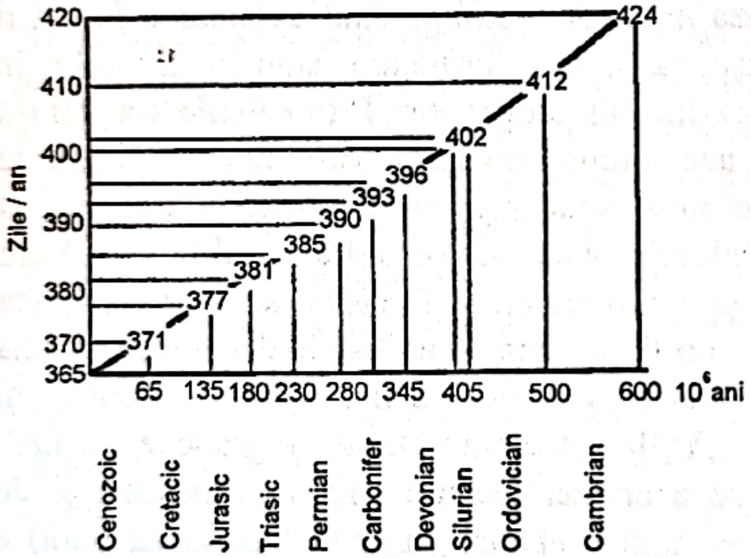


Fig. 23. Variaţia numărului de zile/an de-a lungul timpului geologic (după J. W. Wells, 1963; fide V. Lăzărescu, 1980).

O problemă actuală privind rotaţia se referă la variaţia acesteia în timp. S-a susţinut că rotaţia Pământului a scăzut în timp, prin frecarea globului terestru cu atmosfera înconjurătoare, la care se adaugă şi influenţa exercitată de fenomenul formării mareelor. S-a calculat astfel că, la începutul Cambrianului (acum 570 mil. ani), ziua dura 21 de ore, lungirea zilei fiind de 2 s/105 ani. Ulterior însă (mijlocul secolului XX), H. C. Urey arată că tendinţa de formare a nucleului globului, ce a continuat în timp geologic, a dus la o micşorare a momentului de inerţie a globului echivalentă cu o pierdere de putere în jur de $1{,}5 \cdot 10^9$ kW. Aceste idei au fost susţinute şi argumentate de J. W. Wells în 1963, care a interpretat ciclicitatea de creştere anuală şi zilnică a coralilor de diferite vârste

Scanned with OKEN Scanner

geologice (vezi viteza de creştere a stromatolitelor). Măsurând numărul acestor ritmuri zilnice de creştere ca urmare a vitezei metabolice determinată de succesiunea zi-noapte, J. W. Wells a stabilit că, în cadrul unui ciclu anual, creşterea a fost de 50-100 mm începând din Devonian până în Neozoic, prin care s-a determinat că, la începutul Paleozoicului, un an terestru avea 420 de zile, scăzând la 365 zile în prezent. Rezultă astfel că, în acest interval de timp, viteza de rotaţie a scăzut cu aproximativ 13%, adică aproximativ cu o zi la fiecare 11 milioane de ani (Fig. 23).

Observaţii ulterioare în acest scop s-au făcut şi pe alte forme fosile ca belemniţi, bivalve, stromatolite precambriene (G. Panella, 1976). Efectele geologice ale scăderii ritmului de rotaţie a Pământului s-au manifestat în modificarea formei generale a globului terestru, de la un elipsoid mai turtit, la unul mai apropiat de o sferă, printr-o tendinţă de deplasare a materiei sublitosferice de la ecuator la poli. Aceste efecte s-au răsfrânt şi asupra crustei terestre, constituind baza unor teorii noi privind explicarea formării munţilor. S-a constatat totuşi că aceste influenţe sunt neglijabile în comparaţie cu efectele tectonice în sens orogenetic. Prin calcule s-a stabilit că, la începutul Paleozoicului, acceleraţia maximă a forţei centrifuge era de 4,25 cm/s^2, iar diferenţa de rază între ecuator şi poli era de 27,5 km, deci cu 5 km mai mult ca astăzi. Valoarea este comparabilă cu diferenţa între nivelul mediu al oceanelor şi continentelor. Aceasta ar putea explica tendinţa de despicare spre nord a continentelor paleozoice, forma aproximativă triunghiulară cu vârful spre Sud a continentelor actuale şi tendinţa de despicare numai în „Y" la actualele sisteme de grabene (rifturi). Toate aceste tendinţe evolutive a crustei terestre sunt argumentate şi de forma mai rotunjită a emisferei sudice şi mai alungită (coadă de pară) a emisferei nordice. La baza tuturor acestor modificări stă evoluţia plăcilor tectonice ca urmare a rotaţiei şi a convecţiei termice a materiei din interiorul globului.

În sfârşit, de rotaţia Pământului sunt legate variaţiile duratei zilei, constatate în secolul nostru, pe baza datelor oferite de Biroul Internaţional al Orei de la Paris. S-a constatat că, între 1900 şi 1940, la intervale de câte 20 de ani, ziua a scăzut şi a crescut alternativ cu aproximativ 3,6 milisecunde. La finele lunii februarie 1956, s-a constatat că până atunci ziua scădea cu $7 \cdot 10^{-6}$ sec/zi, apoi a început să crească cu $2,5 \cdot 10^{-6}$ sec/zi. Perioada respectivă a corespuns cu una dintre cele mai mari erupţii solare cunoscute (23 februarie 1956). Toate aceste modificări s-au pus pe seama schimbării centrului de greutate al Pământului ca urmare a unor oscilaţii a axei terestre

Scanned with OKEN Scanner

sau modificări ale ritmului curenţilor de convecţie ipotetici din partea externă a nucleului globului terestru (L. Lequeux, M. Danjou, 1959). În noiembrie 1997 se înregistrează din nou nişte erupţii solare puternice. Pentru explicarea corectă geomecanică a acestor procese, lipsesc însă o serie de date, aşa că problema aceasta rămâne deschisă pentru studiile viitoare.

După ultimele date ale savanţilor ruşi, rotaţia este influenţată de mulţi factori, chiar şi de unele fenomene externe, cum ar fi vânturile care dau o rezultantă generală mai accentuată spre vest.

3.5.2. Mişcarea de revoluţie şi nutaţie

Pământul, în afara mişcării de rotaţie în jurul propriei axe, execută şi o mişcare de revoluţie, adică în jurul Soarelui. Această mişcare are caracter de translaţie, întrucât axa de rotaţie rămâne paralelă cu ea însăşi. Pământul execută mişcarea de revoluţie într-un plan ce se numeşte ecliptică, traseul urmat fiind o elipsă, denumit orbită terestră, foarte slab turtită cu o lungime de aproximativ $920 \cdot 10^6$ km. Parcurgerea completă de către Pământ a unui asemenea traseu se execută în 365 zile 6 ore 9 minute 11 secunde, cu o viteză ce variază între 29 şi 32 km/s (viteza medie 29,76 km/s). Durata unei revoluţii complete se numeşte *an sideral*. Perioada de timp dintre două echinocţii de primăvară reprezintă *anul tropic*, lung de 365 zile, 5 ore, 48 minute şi 45, 68 secunde, adică aproximativ 365 şi 1/4 zile. La fiecare 4 ani diferenţa de 1/4 zi dintre anul tropic şi anul calendaristic de 365 zile formează aproape o zi, ceea ce face ca să se adauge la luna februarie a 29-a zi la fiecare 4 ani (an bisect) pentru a corecta anul calendaristic cu anul tropic.

Există deci trei tipuri de măsurare a timpului:

1 an sideral = 365 zile 6 ore 9 minute 11 secunde;

1 an tropic = 365 zile 5 ore 48 minute 45,68 secunde;

1 an calendaristic = 365 zile.

În cadrul acestei mişcări, globul terestru ocupă patru poziţii caracteristice: *solstiţiu, echinox, periheliu şi afeliu* (Fig. 24).

Solstiţiile de vară (21-23 iunie) şi de iarnă (21-23 decembrie) pentru emisfera nordică constituie perioadele când razele solare sunt paralele cu planul determinat de axul de rotaţie al Pământului şi normala la planul ecliptic ce trece prin centrul globului. Solstiţiul se produce în zile calendaristice diferite, deoarece o revoluţie completă a Pământului se produce în 365 zile, 6 ore, 9 minute, 11 secunde. În perioada solstiţiului de vară durata nopţii este minimă pentru emisfera nordică, unde zona polară

Scanned with OKEN Scanner

este maxim luminată de Soare, în timp ce în zona polului sudic este complet întuneric. În perioada solstiţiului de iarnă situaţia este exact inversă.

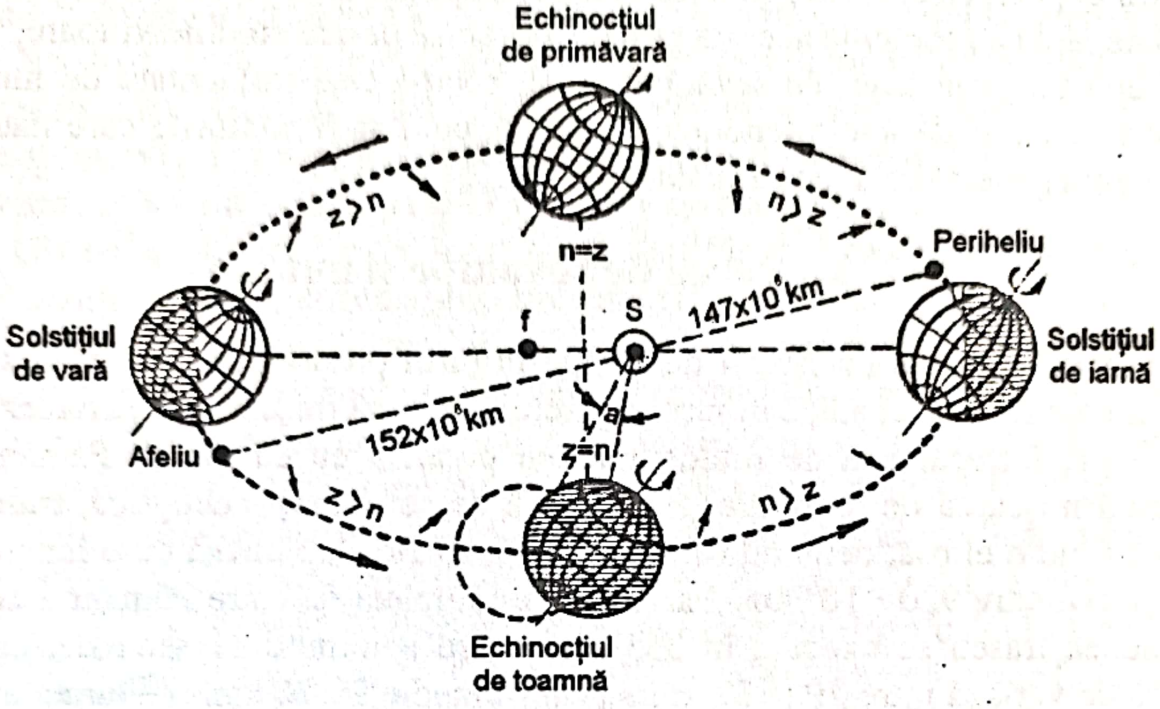


Fig. 24. Poziţiile caracteristice ale Pământului în cadrul mişcării de revoluţie. Ziua (z) şi noaptea (n) în creştere (↑) sau în scădere (↓) (după Lăzărescu, 1980).

Echinocţiile de primăvară (21-23 martie) şi de toamnă (21-23 septembrie) pentru emisfera nordică constituie perioade când razele solare cad perpendicular pe planul determinat de axa de rotaţie a Pământului şi normala la ecliptică ce trece prin centrul globului. În această perioadă centrul de iluminare al Pământului trece prin poli, fiecare punct de pe suprafaţa globului terestru, indiferent de emisferă, parcurge un drum egal în lumină şi în întuneric. Astfel, durata zilei este egală cu durata nopţii.

În mişcarea sa în jurul Soarelui, Pământul atinge două puncte distincte faţă de Soare, şi anume: *Periheliu*, când globul terestru se află la distanţa cea mai mică de Soare ($147 \cdot 10^6$ km), poziţie ce se realizează după solstiţiul de iarnă (1-3 ianuarie), şi *Afeliu*, când globul terestru se află la distanţa cea mai mare de Soare ($152x\ 10^6$ km), poziţie ce se realizează după solstiţiul de vară (1-3 iulie).

Pământul, după fiecare an, deci după fiecare tur de revoluţie în jurul Soarelui, se află în poziţia de echinox puţin mai devreme. Acest fenomen se numeşte *precesia echinocţiilor* şi se datorează unei mişcări de oscilaţie a axei Pământului în jurul unei poziţii medii, denumită mişcare de *nutaţie*, a

cărei durată nu este un submultiplu exact al duratei revoluției globului (Fig. 25).

Așadar, mișcarea de precesie este mișcarea în con a unui corp, descris în jurul unei axe fixe. În cazul nostru, este vorba de mișcarea Pământului în jurul axei polilor eclipticii, vârful conului fiind în centrul globului terestru (Fig. 25). Această mișcare a fost explicată fizic de Newton, care arată că planul ecuatorial al Pământului este înclinat față de planul eclipticii cu 23,5°. Forțele de atracție lunară de (cca 2/3) și cele solare (cca 1/3) formează un cuplu și acționează împreună în jurul proeminenței ecuatoriale a Pământului, tinzând să îndrepte poziția axei de rotație a acestuia către o poziție perpendiculară pe planul eclipticii.

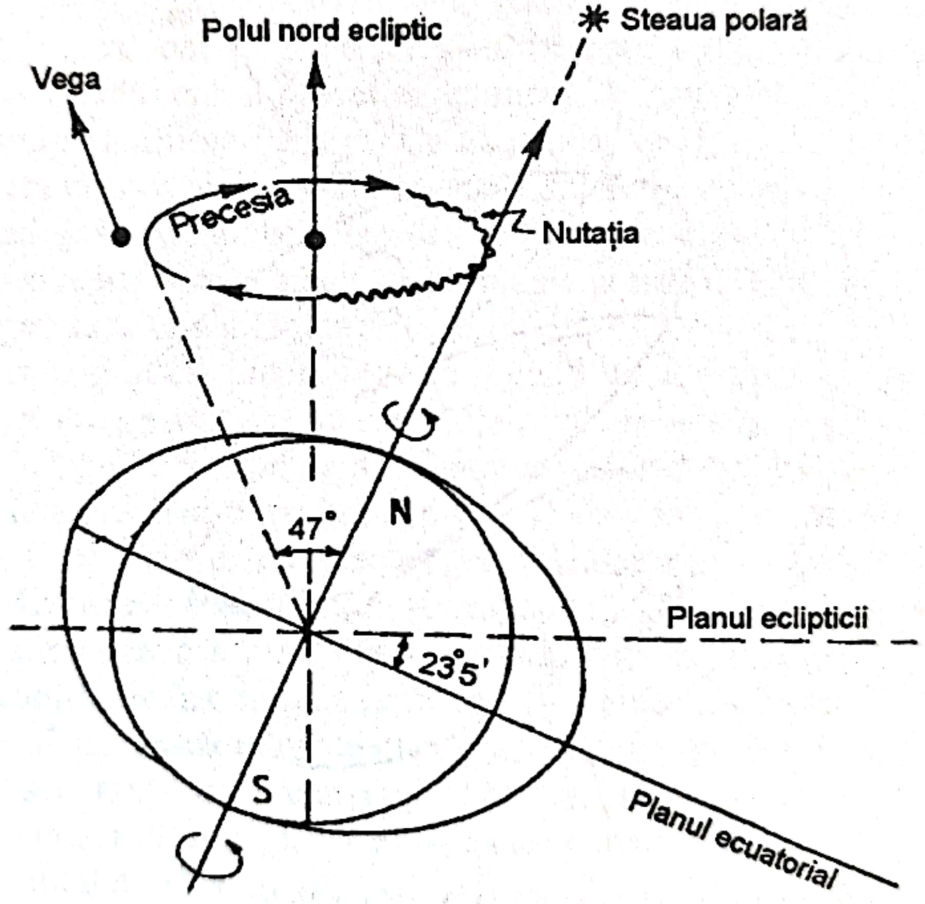


Fig. 25. Mișcarea de precesie și de nutație a Pământului.

Nutația reprezintă o mișcare de oscilație a axei Pământului într-o perioadă de 18 ani și 2/3, ce se produce în jurul poziției definite de fenomenul precesiei echinocțiilor și care se adaugă acestui fenomen. Mișcarea de nutație este sinusoidală, având o ciclicitate de 25.800 de ani, iar unghiul la centrul orbitei între două poziții de echinox anual este de 60 de secunde, deci 1 minut. Rezultatul mișcării de precesie și de nutație este

Scanned with OKEN Scanner

producerea mai devreme a echinocţiilor, înaintea îndeplinirii unei revoluţii aparente a Soarelui. Aceste două mişcări au un sens retrograd (de la est la vest) faţă de mişcarea de rotaţie a Pământului şi se execută lent (cca 1.380 oscilaţii de nutaţii a 18 şi 2/3 ani, pentru o perioadă de 25.800 ani). Nutaţia se datorează, în principal, proeminenţei ecuatoriale terestre şi unor efecte dinamice din nucleul fluid al Pământului.

Mişcarea galactică se referă la mişcarea executată de întregul sistem solar în galaxie care se desfăşoară sinusoidal către constelaţia Vega. Pământul se deplasează cu o viteză de 29,8 km/s, retrograd, în timp ce Soarele se deplasează cu viteza de 19,4 km/s (Fig. 26).

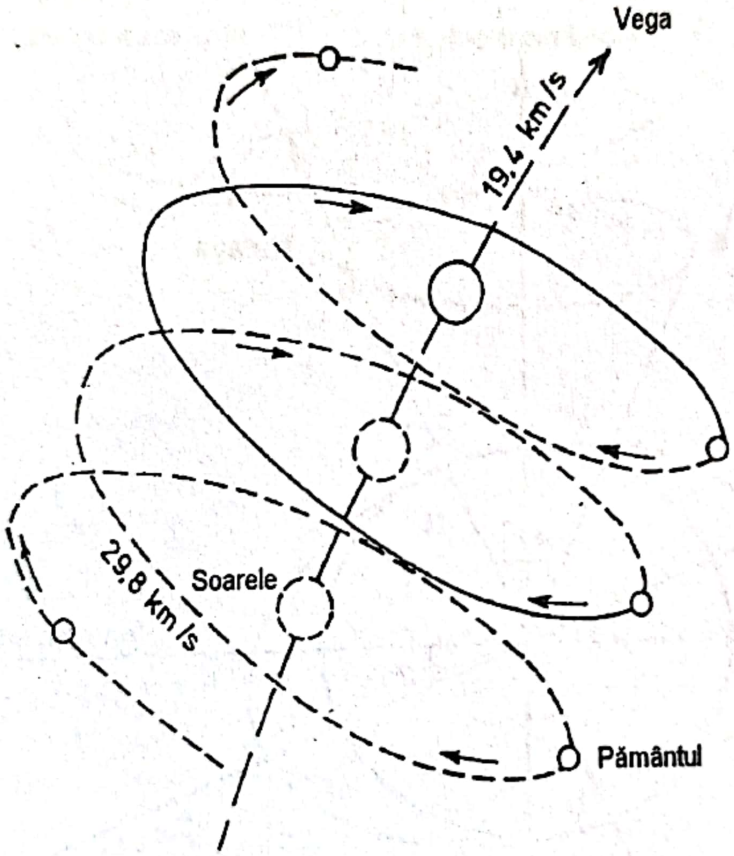


Fig. 26. Deplasarea Sistemului Solar către Constelaţia Vega.

Aceste mişcări au şi importanţă geologică. Amintim câteva aspecte:

- Separarea în timpul anului a unei succesiuni cu temperaturi diferite, ce influenţează procesul de descompunere a rocilor şi dezvoltarea vieţii terestre superioare.
- Variaţia fluxului de raze solare ce cad pe un anumit punct al suprafeţei Pământului şi care determină varţaţii anuale ale câmpului geomagnetic.

Scanned with OKEN Scanner

- Individualizarea anotimpurilor ca efect al formei rotunde a Pământului şi înclinarea axei de rotaţie. Diferenţierea anotimpurilor este mai pregnantă la poli decât la ecuator şi contribuie la variaţia precipitaţiilor, a acumulării apelor subterane, a ritmului sedimentării şi al creşterii plantelor şi animalelor.

- Existenţa neuniformă a perioadelor de captare a meteoriţilor, în funcţie de parcurgerea de către Pământ a traseelor prin spaţii mai bogate sau mai sărace în meteoriţi. De exemplu, la începutul lunii august, Pământul captează din Perseide, iar în octombrie poate capta din Orionide.

- Datorită variaţiei vitezei de deplasare pe orbită, între 29 şi 32 km/s apar forţe de inerţie ce au influenţă asupra crustei terestre, putând declanşa cutremure.

- Posibilitatea, cel puţin teoretică, de producere, prin ciclicitate de aproximativ 20.000 ani, a precesiei echinocţiilor, ce contribuie la o variaţie ciclică a temperaturii pe Pământ. De exemplu, apariţia glaciaţiei cuaternare ar fi un efect al acestui fenomen, apoi pendularea oamenilor preistorici spre nord şi sud (calendarul heliotermic, Josif Constantin Drăgan, 1976) sau extinderea şi restrângerea arealelor cu plante şi animale tot spre nord şi sud în timpul perioadelor geologice trecute.

Există însă şi unele efecte inverse – când unele fenomene geologice au influenţat mişcările globului terestru. De pildă, mişcarea plăcilor tectonice a contribuit în timp la o decalare a temperaturii şi a câmpului geomagnetic, iar asocierea fenomenului de subducţie cu cel de acreţie a dus la schimbarea momentului de inerţie, cu efecte generale asupra rotaţiei, revoluţiei şi nutaţiei. La acestea contribuie şi impactul cu meteoriţi, apoi mareele, variaţiile climatice ale atmosferei, ca un efect al atracţiei altor corpuri cosmice, contribuie la o frânare lentă în timp geologic a Pământului.

Transferul de masă către centrul planetei prin procesul de subducţie a plăcilor şi a curenţilor de convecţie termică în astenosferă contribuie la o creştere a vitezei de rotaţie, iar expansiunea internă presupune o scădere a vitezei de rotaţie. Privind o hartă cu distribuţia pe glob a plăcilor şi a proceselor ce se produc la limita lor, putem avea informaţii asupra vitezei de acreţie, dar nu posedăm viteza reală de subducţie. Sunt, aşadar, încă multe probleme nerezolvate, care impun noi cercetări şi observaţii.

3.6. Elemente de Selenologie

Luna (*Selena* în lb. greacă) de satelitul natural al Pământului, ce se află la o distanţă medie de acesta de 384.000 km, având un *diametru* de 3.470 km şi deci un volum de 49 de ori mai mic decât globul terestru. Forma Lunii

Scanned with OKEN Scanner

este apropiată de o sferă, cu *raza ecuatorială* cu aproximativ 2,2 km mai mare decât cea polară.

Curbura feţei celei mai apropiate de Pământ este mai slabă faţă de partea opusă, nevăzută a Lunii, care este mai mare. *Densitatea medie* a Lunii este de 3,34 g/cm^3, cu o *masă* de 7,349 · 10^{25} g, cu o *acceleraţie gravitaţională* de 1,62 m/s^2 la suprafaţă, fiind de 6 ori mai mică decât a Pământului (9,81 m/s^2). Referitor la densitatea Lunii, pe baza ultimelor date obţinute de la nava cosmică „Luna 10", densitatea reală variază între 1,2 g/cm^3 pe solul lunar şi până la 6,5 g/cm^3, pentru materia presupusă în centrul Lunii.

Perioada de revoluţie a satelitului este de 27 zile, 7 ore, 43 minute şi 11 secunde (trecerea consecutivă prin dreptul aceleiaşi stele), în timp ce revoluţia sinodică (repetarea fazelor lunare, lună nouă, primul pătrar, lună plină, ultimul pătrar) se realizează în 29 zile, 12 ore, 44 minute şi 2,9 secunde. Planul orbitei lunare are o înclinare faţă de planul eclipticii cu 5°9′. Perioada de rotaţie este egală cu cea de revoluţie, de aceea Luna are îndreptată spre Pământ mereu aceeaşi faţă vizibilă. Pământul şi Luna, schimbându-şi poziţia în raport cu Soarele, datorită mişcărilor de rotaţie şi revoluţie, determină forma suprafeţei luminate a acesteia care se cunoaşte sub denumirea de fazele lunii.

Mişcarea de rotaţie a Lunii este lentă, de aceea ziua şi noaptea sunt echivalente a câte două săptămâni terestre. Datorită mişcării de oscilaţie (balans) a Lunii, numită *libraţie*, de cca 6°-7° în sensul longitudinii şi a latitudinii, suprafaţa acesteia vizibilă de pe Pământ este mai mult de jumătate şi anume 59%.

Luna şi Pământul sunt două corpuri cu câmpuri gravitaţionale diferite, ce se manifestă pe anumite distanţe bine precizate. Există o zonă neutră, unde atracţia dintre cele două corpuri este egală, denumit *punct Lagrange*, zonă ce se găseşte la 345.000 km faţă de Pământ şi 38.400 km faţă de Lună. Un prim efect al interferenţei Pământ-Lună îl reprezintă *mareele*; acestea sunt oscilaţii ritmice ale Oceanului Planetar, ce se produc datorită influenţei atracţiei combinate exercitate de Lună şi Soare, fenomen explicat pentru prima dată de Newton. *Fluxul* şi *refluxul* sunt rezultatul atracţiei orientate asupra particulelor de apă marină şi oceanică, ce se manifestă direct proporţional cu masa şi invers proporţional cu pătratul distanţei. *Unda mareei* se deplasează în jurul Pământului, fluxul producându-se de două ori în 24h 50′, adică în timpul trecerii Lunii la meridianul locului şi meridianul opus. Mareele sunt maxime când Soarele şi Luna acţionează conjugat (Lună plină) şi au amplitudine minimă la primul şi ultimul pătrar. Diferenţa

Scanned with OKEN Scanner

nivelului apelor oceanice între flux şi reflux poate avea valori de 10-20 m, cu valorile maxime în golfuri, estuare şi strâmtori, iar în mările închise, cum ar fi Marea Neagră, au valori minime, de 50 cm. De exemplu, mareele urcă pe fluviul Amazon în timpul fluxului până la 250 mile către izvoare, cu un zgomot specific, fenomenul numindu-se *pororoca*, iar pe Gange înaintează de la gură către izvoare pe o distanţă de 160 mile. Fenomenul de atracţie lunară se manifestă şi asupra scoarţei terestre, după observaţiile astronomului G. Darwin (fiul marelui naturalist Ch. Darwin), dar amploarea este redusă la câţiva decimetri. Acţiunea de frânare pe care o opun mareele mişcării de rotaţie a Pământului se repercutează în creşterea în timp a duratei zilei siderale.

Datorită acceleraţiei gravitaţionale mici, Luna şi-a pierdut propria atmosferă, fapt ce uşurează lansarea sateliţilor către lună, aselenizarea şi decolarea făcându-se cu un consum redus de energie, iar altitudinile de plasare a acestor sateliţi sunt destul de joase, chiar 9 km, suficiente pentru a depăşi relieful cel mai înalt de pe continentele lunare.

Pentru ştiinţele geologice sunt deosebit de importante câteva observaţii şi concluzii, rezultate în urma investigaţiilor făcute de sondele ce au aselenizat pe Lună, inclusiv omul (Neil Armstrong, 1969), precum şi prin măsurătorile şi fotografiile făcute de sondele circumlunare:

1. Prezenţa unor anomalii gravimetrice pozitive circulare, asociate zonelor de „maria", cu valori de 20-250 mgal determinate de masconi (concentraţii de masă) ca efect al aglomerării prin impact a unor meteoriţi uriaşi.

2. Lipsa unui câmp magnetic selenar semnificativ (cca 30 gamma, faţă de 34.000 gamma pe Pământ), care a fost generat de o serie de elemente din zonele profunde, dar care s-au dezintegrat până în prezent.

Se observă însă un magnetism remanent prin analiza ilmenitului, ferului nativ şi vitroilitului din rocile lunare.

3. Lipsa atmosferei, pierdută datorită gravitaţiei solare, dar existenţa unor vapori de apă şi gaze de 10^{-6} din atmosfera terestră. Astfel, fenomenele fizice de degradare a rocilor se produc foarte încet, ceea ce după NASA ar face posibil ca paşii primilor cosmonauţi să se păstreze 50.000 ani.

4. Prin observaţiile făcute s-a constatat că bazaltele de pe Lună sunt comparate cu chondritele meteoritice, dar sărăcite parţial în metale şi sulfuri, formate din silicaţi de Al, Mg, Ca, Fe, bogate în Al şi Mg şi sărace în Si şi Fe şi cu raportul K/Na diferit faţă de Pământ, dar în general de tipul

Scanned with OKEN Scanner

piroxenilor, amfibolitelor, olivinei şi cu proporţii mari în Ti şi Eu. În afară de acestea, s-au găsit şi anortozite = labradorite (roci ultrabazice intruzive).

Din analiza rocilor eruptive propriu-zise, a breciilor şi a solului lunar se observă că la suprafaţă există o tendinţă de creştere a proporţiilor de Si şi Al şi de scădere a celor de Ti, Fe, Ca. Luna deci nu este constituită în totalitate din bazalte.

În privinţa constituţiei rocilor s-a observat prezenţa mineralelor de presiune mare, ca ex. SiO_2, sub formă de choesit şi stichovit, ca urmare a unui metamorfism de impact generat de căderea multor meteoriţi.

5. Solul lunar este alcătuit dintr-o pătură de praf gros, sub care se găsesc blocuri de roci compacte sau colţuroase, vacuolare, cu dimensiuni diferite, de culoare negricioasă în spărtură proaspătă şi albicioasă pe feţele alterate. Grosimea întregii pături de alterare este de 3-6 m în zona de aselenizare a navei Apollo 11 din Marea Serenităţii.

6. Privind originea craterelor lunare există două ipoteze:

a) Ipoteza originii vulcanice (D. J. Dana, 1848, reluată de J. E. Spurr, 1944) ce se bazează pe asemănarea dintre craterele lunare cu aparatele vulcanice terestre;

b) Ipoteza originii meteoritice (J. Gilbert, 1893, reconsiderată de R. B. Baldwin, 1963–1964) ce pleacă de la forma lor circulară, în mijlocul cărora se găseşte o ridicătură şi de la care variază aşa numitele linii eutectice (falii născute în acelaşi timp cu formarea craterelor).

Ca elemente structurale semnificative este de reţinut prezenţa unor falii lungi de zeci de kilometri, ce formează un sistem NE-SW şi NW-SE. De asemenea, pe Lună sunt munţi vechi, degradaţi, cu roci stratificate de tip clastic (brecie cu elemente de culoare închisă şi deschisă, după Apollo 15). Se pare că ele sunt roci piroclastice, depuse ritmic în urma loviturilor de impact meteoritic, urmate de vulcanism (P. Leonardi, 1973).

7. În morfologia Lunii există două tipuri de regiuni:

a) ***Maria*** (mările, se citeşte mária) cu contur larg, poligonal, cu albedo slab (întunecate) mărginite de munţi de 7000–9000 m, denumiţi Apenini, Alpi, Carpaţi. Răspândirea acestor „mări" este pe faţa dinspre Pământ a Lunii (*near-side*).

b) ***Terrae*** (continentele) cu relief mai ridicat, cu cicatrice de cratere dezvoltate pe faţa opusă (invizibilă) a Lunii (*far-side*).

În concluzie, prin analiza şi interpretarea datelor provenite din numeroasele nave, sonde şi observaţii umane directe şi indirecte asupra Lunii, s-a stabilit că Luna ca şi Pământul au aceeaşi vârstă astronomică, de

Scanned with OKEN Scanner

4,5-5,5 · 10^9 ani. Diferența de dimensiune între Lună și Pământ este legată de evoluțiile planetologice diferite ale celor două corpuri siderale, lipsa atmosferei pentru Lună, diferența de gravitație, lipsa pe Lună a derivei litosferei, diferența între constituția cuverturii fundamentului.

Scanned with OKEN Scanner

Capitolul 4

Constituția internă și proprietățile fizice ale Pământului

4.1. Structura internă a Pământului

Cunoașterea structurii interne a Pământului a reprezentat o problemă deosebit de interesantă pentru o întreagă categorie de specialiști, dintre care vom aminti doar de geologi, geofizicieni, geochimiști ș.a. Mijloacele de informare sunt însă influențate de dezvoltarea tehnicii, a aparaturii și a instrumentelor utilizate pentru cunoașterea acestei structuri. Dacă pe baza tehnicii actuale, de vârf, omul a putut ajunge pe Lună și probabil în acest mileniu va păși și pe Marte, dacă prin unde radio omul explorează spații galactice mult mai îndepărtate, în schimb a reușit cu greu, prin foraje, să sape până la aproximativ 15.000 m în interiorul Pământului (forajul din Peninsula Kola).

Specialiștii s-au folosit însă de undele seismice, produse natural (cutremure) sau artificial, pentru a explora zone mai adânci ale globului terestru. Se remarcă astfel undele longitudinale (*primae*, notate cu P), având viteza cea mai mare de propagare, sosind primele la suprafață și undele transversale (*secundae*, notate cu S) ce au viteze mai mici și care pleacă din hipocentrul cutremurelor (focarul cutremurelor) propagându-se transversal. Viteza de propagare a acestor două tipuri de unde este diferită, primele se propagă prin medii solide și lichide, secundele numai prin medii solide.

Variațiile gradate sau bruște ale vitezei, schimbările de direcție în adâncime prin reflexie sau refracție sugerează schimbări de densitate ale mediilor străbătute. La anumite adâncimi se produc sărituri în valoarea vitezei, însoțite de reflexie și refracție, ce constituie discontinuități seismice. Aceste discontinuități au fost considerate ca suprafețe de separare tranșantă sau zone cu trecere foarte rapidă între diferite pături interne, alcătuite din materie exprimată sub diferite stări fizice sau chimice. Aceste discontinuități reprezintă deci zone de separare între diferitele geosfere constitutive ale globului terestru. Importante date privind structura internă a Pământului au fost obținute prin stabilirea adâncimii hipocentrelor cutremurelor. Hipocentrele cutremurelor au fost identificate până la 700-720 km, iar

Scanned with OKEN Scanner

distribuţia lor se face pe plane înclinate cu 30°-60° numite plane Benioff (după numele geofizicianului Hugo Benioff). Aceste plane sau suprafeţe reprezintă capetele plăcilor tectonice care vin în contact şi care, datorită tensiunilor mari create, favorizează starea de subducţie a plăcii cu masă mai mică, ce se afundă în astenosferă după un plan înclinat cu 30°-60°. Încălecarea plăcii adverse peste acest plan generează şocuri puternice care se transmit prin vibraţii seismice, numite cutremure.

Propagarea undelor primae (P) şi secundae (S) ale cutremurelor, viteza lor şi timpul de sosire la suprafaţa scoarţei în epicentru (corespondentul de la suprafaţă al hipocentrului) au oferit date foarte importante pentru cunoaşterea structurii interne a globului.

Surse importante de informare asupra interiorului adânc al globului sunt reprezentate şi prin meteoriţi căzuţi pe suprafaţa Pământului, fiind consideraţi resturi ale unor planete cu o compoziţie chimică şi mineralogică asemănătoare interiorului inaccesibil până în prezent al globului terestru. Astfel, meteoriţii sunt de mai multe categorii:

– Siderite, corpuri grele, cu densitate de 6-8, negricioase, alcătuite din carburi de Fe şi Ni.

– Sideritele, alcătuite din Fe, Ni şi silicaţi de Mg şi Fe, sunt asemănătoare celor ce apar în olivină. Sunt negre verzui, cu densitate 4-6.

– Litosiderite alcătuite din silicaţi de Al, Fe, Mg, Ca, asemănătoare cu bazaltele (amfiboli, piroxeni, feldspaţi plagioclazi). Densitatea acestora este de 3-4.

– Meteoriţii sticloşi (pietroşi) sunt alcătuiţi din silicaţi de Al, Na, Ca, asemănători mineralelor din scoarţa terestră, mai deschise la culoare, mai uşoare, cu densitate de 2,5-3,5. În aceşti meteoriţi se găsesc şi tectitele, forme sticloase, sferice întâlnite şi pe Lună, bogate în SiO_2, generate prin impacturi tipice.

Structura şi alcătuirea acestor meteoriţi rezumă practic alcătuirea internă a globului terestru, plecând din centrul său sau din nucleu (siderite) şi ajungând la suprafaţa scoarţei (meteoriţii sticloşi sau pietroşi). În afara acestor surse, există şi alte informaţii indirecte ca: rotaţia Pământului, migrarea la suprafaţă a variaţiilor geomagnetice seculare, datele de geotermometrie, polimorfismul mineralelor (schimbările de fază datorită presiunii şi temperaturii ridicate), precum şi o serie de extrapolări geologice.

În ce priveşte structura internă a globului au existat mai multe ipoteze, până s-a ajuns la cea actuală.

Scanned with OKEN Scanner

4.1.1. Concepţii paleoclasice

Ipoteza E. Suess (1831-1914), elaborată la sfârşitul secolului al XIX-lea şi începutul secolului XX, pleacă de la ideea că discontinuităţile separă geosfere cu chimism diferit. Astfel, sub scoarţa terestră (prima geosferă) se află discontinuitatea Mohorovičić , la adâncimea de 30-70 km. Scoarţa este formată din siliciu şi aluminiu (Si Al), cu densitatea medie relativă de 2,7 (granite şi roci metamorfice). Sub SiAl urmează o geosferă numită SiMa (silicaţi de magneziu) cu densitatea de 3,3, până la 1200 km. Între 1200-2100 km există o zonă de trecere, CroFeSiMa (silicaţi de magneziu, crom şi fier) cu densitatea 5. Urmează geosfera NiFeSiMa (silicaţi de magneziu cu nichel şi fier) cu densitatea 6, delimitată la bază de discontinuitatea Wieckert-Gutenberg. În centru se află o sferă, NiFe (nichel şi fier) cu densitatea 10-11.

Ipoteza V. I. Vernadski urmăreşte clasificarea geosferelor din punct de vedere fizic. La suprafaţă el recunoaşte *litosfera*, sinonimă crustei terestre. Urmează *magmosfera*, fluidă şi incandescentă, până la 2900 km. De la această adâncime se individualizează o sferă centrală cu densitate foarte mare numită *barisferă*.

Ipoteza Goldschmidt, cu fundament geochimic, pleacă de la modul de asociere a diferitelor elemente din natură după cum urmează: *atmofile* (N, O, CO_2, gaze inerte He, Ar, Ne, Kr, Xe), *biofile* (C, H, P, I etc.), *litofile* (Al, Si, K, Na, Ca, Rb, Cs, Ba, Ga), *chalcofile* (ce apar în sulfuri, arseniuri şi telururi), *siderofile* (Fe, Cr, Ni, Pt, Ir etc.). Pe baza asocierii acestor elemente, el separă următoarele geosfere:

Litosfera – până la 1200 km, formată dintr-o crustă şi o zonă eclogitică sau peridotitică (zonă cu metamorfism profund, cu piroxeni sodici (omphacit) şi granaţi (tip pirop, roşii, cu fier).

Chalcosfera – între 1200-2900 km, bogată în sulfuri, seleniuri etc. cu densitate 5-6.

Siderosfera – în centru, cu elemente siderofile, cu densitate peste 10.

Ipoteza R. A. Daly separă de la suprafaţă spre centru geosferele: exosfera, mezosfera, centrosfera cu discontinuităţile Byerly şi Wiechert-Gutenberg.

4.1.2. Concepţii neoclasice

Aşa cum am amintit, apariţia unei noi aparaturi de investigaţie, a sateliţilor şi sondelor spaţiale au dus la îmbogăţirea informaţiilor şi în

Scanned with OKEN Scanner

domeniul cunoaşterii interiorului Pământului. Astfel au apărut noi concepţii asupra interiorului planetei, la care au participat mulţi specialişti. Între aceştia amintim: Beno Gutenberg, H. Jeffreys, W. A. F. Meinesz, W. A. Heiskanen, E. C. Bullard, F. Rothé, V. V. Belousov, V. A. Magnitki, L. Egyed, R. A. Ritsema, W. C. Repetti, Inge Lehman, Keith Edward Bullen etc.

În perioada 1966-1968, când s-a instalat, se pare pentru multă vreme, teoria expansiunii oceanice şi a tectonicii globale, s-au separat în structura internă a globului terestru următoarele subdiviziuni: *crusta*, *mantaua* şi *nucleul*. Mantaua a fost împărţită în două subdiviziuni: una superioară (*Upper mantle*) şi una inferioară (*Lower mantle*). De altfel, fiecare geosferă are subdiviziunile sale, fără o denumire specifică. În general, toţi autorii participanţi la această teorie au fost de acord cu împărţirea zonelor succesive spre centrul Pământului, folosind adnotaţia alfabetică (A-G), propunere făcută de E. C. Bullard.

4.1.3. Concepţii actuale

În concepţiile cele mai noi, îşi fac apariţia noţiuni noi ca *tectonosfera* (geosfera ce a suportat şi suportă structuri tectonice, geologice), *sclerosfera* (zona întărită la exteriorul globului), adică ceea ce se cunoştea sub denumirea de *crustă terestră*.

Prin apariţia teoriei tectonicii globale, imaginea privind structura internă către adâncime a globului s-a modificat prin recunoaşterea *litosferei*, *astenosferei*, *mantalei inferioare* şi *nucleului* (*extern* şi *intern*). Litosfera înglobează crusta plus partea superioară a mantalei superioare, ambele stând pe astenosferă. Sub mantaua superioară, la adâncimea de aproximativ 400 km până la 1000 km, apare o zonă de tranziţie ce ar reprezenta partea inferioară a mantalei superioare. Nucleul este împărţit în nucleu exterior (*Outer core*) şi un nucleu interior (*Inner core*) sau sâmbure. În felul acesta, discontinuitatea Mohorovičić de la baza crustei rămâne numai ca o discontinuitate seismică intralitosferică. Astfel, **Bullen**, în 1967, stabileşte o schemă a structurii interne a globului, notând geosferele cu litere de la A la G (Fig. 27).

Crusta reflectă o compoziţie şi structură complicată. Ea este alcătuită din pătura sedimentară (superficială), pătura granitică (sub prima) şi pătura bazaltică (inferioară) (Fig. 28). Această structură este reflectată prin propagarea diferită a undelor primare (P) şi secundare (S). În ce priveşte

Scanned with OKEN Scanner

grosimea, crusta are sub oceane 5-8 km, iar sub scuturile continentale ajunge până la 80 km, realizând astfel o grosime medie de 33 km.

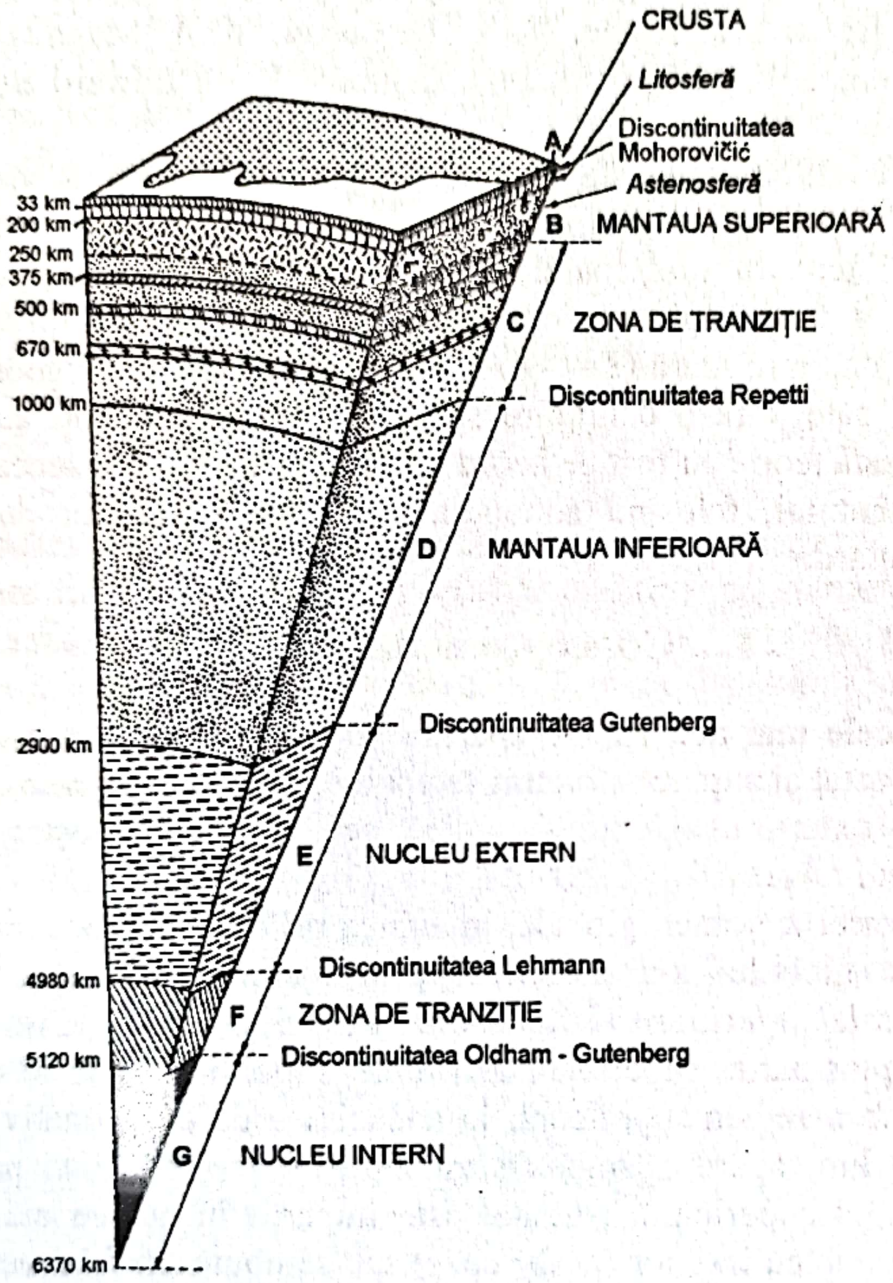


Fig. 27. Structura internă a globului cu delimitarea principalelor 7 zone (A–G) și a discontinuităților dintre ele (în M. Bleahu, 1983, după Bullen, 1967).

Mantaua superioară începe sub discontinuitatea Mohorovičić (Moho) unde se observă o creștere bruscă a vitezei undelor seismice de la 6,9 km/sec. la 8,1 km/sec. pentru undele P și de la 4,5 km/sec. la 4,7 km/sec. pentru undele S. Variația aceasta a undelor seismice a dus la separarea mantalei superioare în trei pături B′, B″ și B‴. Important este **stratul B″**,

Scanned with OKEN Scanner

denumit **strat de viteză redusă**, pentru că vitezele aici scad destul de mult (7,6 km/sec. pentru P şi 4,0 km/sec. pentru S).

Stratul B´ începe imediat de sub Moho şi are grosimi de 50-70 km sub oceane şi 100-200 km sub scuturile vechi continentale. Sub adâncimea de 70-120 km începe **stratul B´´**, care ţine până la 250 km adâncime.

Stratul B´´´, între 250 km până la 375-400 km, este omogen, fără discontinuităţi.

Stratul de viteză redusă are importanţă pentru că acesta, împreună cu crusta formează litosfera, în care vitezele seismice cresc continuu cu o săritură pe Moho. Stratul B´´ formează astenosfera, cu viteze seismice scăzute din cauza stării semirigide a materialului, iar în B´´´, care urmează dedesubt, vitezele cresc, revenind la normal.

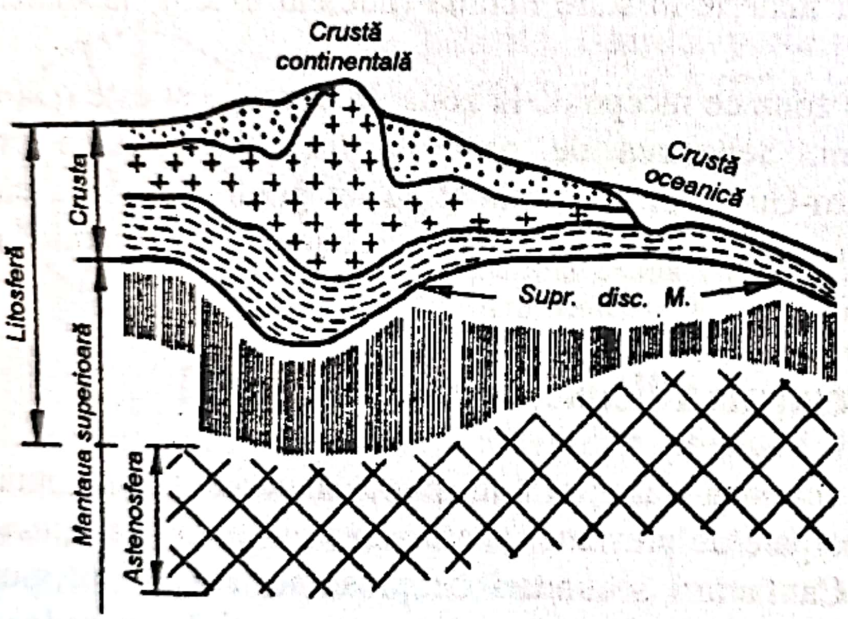


Fig. 28. Raportul dintre crustă, mantaua superioară, litosferă şi astenosferă în sensul actual al acestor noţiuni (după V. Lăzărescu, 1980).

Zona de tranziţie se întinde între 375 km şi 1.000 km şi se caracterizează prin creşterea în trepte a vitezelor undelor seismice. Au fost astfel detectate trei zone ce se plasează în intervalele 375-400 km, 500-570 km, 670-700 km. Fiecare interval este marcat şi prin discontinuităţi, cea mai marcantă fiind la 670 km, ce reprezintă cel mai bun reflector al energiei seismice. La 1.000 km este o discontinuitate (Repetti) care ar fi suma unor discontinuităţi ce se află aproape unele de altele, întrucât viteza trece foarte repede la 12 km/sec., aici fiind şi baza zonei de tranziţie. Zonele de discontinuitate sunt bine puse în evidenţă în zonele continentale şi mai slab în zonele oceanice, ceea ce indică o variaţie în manta.

Mantaua inferioară ţine de la 1.000 km până la 2.900 km (discontinuitatea Gutenberg) şi se manifestă prin creşterea gradată a vitezelor seismice. Sunt totuşi discontinuităţi la 1.200 km şi la 1.900 km. Creşterea se observă până la 2.700 km, pentru ca pe ultimii 200 km să ajungă la zero, ceea ce indică o neomogenitate. Astfel, până la 2.700 km

Scanned with OKEN Scanner

adâncime s-a separat un strat notat cu D´, iar ultimii 200 km au fost notaţi cu D´´.

Nucleul extern este opac la undele S, ceea ce demonstrează că este un lichid, prin care nu se propagă aceste unde. El se întinde între 2.900 km şi 5.120 km. La 4.980 km este semnalată discontinuitatea Lehman prin care se semnalează o creştere a vitezei undelor P (după Gutenberg), dar Jeffreys admite la această limită o scădere bruscă şi apoi o creştere puternică a vitezei.

Zona de tranziţie reprezintă tocmai intervalul în care undele P au un gradient negativ (Jeffreys). Grosimea acestei zone este de 140 km, deci între 4.980 km şi 5.120 km. E posibil ca aici să fie mai multe discontinuităţi, deoarece se trece de la materie în stare lichidă (nucleul extern) la materie solidă (nucleul intern).

Nucleul intern este zona ce începe de la zona de tranziţie şi este o sferă cu raza de 1.250 km. Separarea de zona de tranziţie se face prin discontinuitatea Oldham-Gutenberg. Undele P au un gradient scăzut, care generează unde S, ce cu greu pot fi detectate, dar care indică starea solidă de agregare a materiei nucleului.

4.2. Presiunea litostatică şi stress-ul

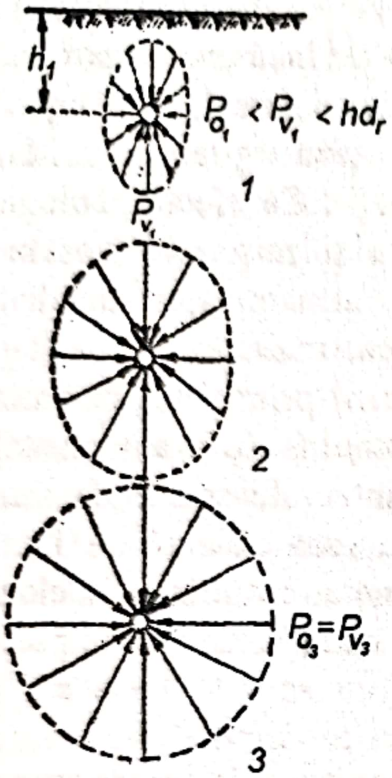
În scoarţa terestră, acţionează asupra unui punct material o rezultantă a două componente principale de presiune: *presiunea litostatică* şi *presiunea orientată (stress*-ul). Ca factori secundari de presiune, se pot menţiona acţiunea presiunii vaporilor şi gazelor de origine magmatică sau vadoasă, presiunea apei interstiţiale dintre granulele rocilor detritice, presiunea atmosferică etc.

4.2.1. Presiunea litostatică

Presiunea litostatică rezultă din greutatea rocilor de deasupra unui punct considerat, fiind egală, în principiu, cu produsul dintre greutatea specifică medie a rocilor (d_r) şi adâncimea (h) a punctului considerat. Presiunea litostatică este teoretic uniformă, neorientată, asemănătoare presiunii hidrostatice şi se calculează după principiul lui Pascal. Astfel, ea a primit denumirea de presiune litostatică. Având în vedere că ea se desfăşoară asupra rocilor ce au o rezistenţă proprie, ea devine mai mică pe orizontală decât produsul d,h şi astfel prezintă o variaţie elipsoidală în jurul unui punct sau gol de formă sferică.

Scanned with OKEN Scanner

Astfel, variaţia acestei presiuni ia forma unui elipsoid alungit vertical şi de dimensiuni mici la adâncimi reduse, devine mai mare la adâncimi medii şi tinde spre o sferă la adâncimi mari (Fig. 29).



Relaţia dintre presiunea verticală (P_v), presiunea orizontală (P_o) şi coeficientul Poisson (μ) ce reprezintă coeficientul de contracţie transversală se poate scrie astfel:

$$P_o = P_v \frac{\mu}{1-\mu} = d_r h \frac{\mu}{1-\mu}$$

La adâncimi mari, presiunea litostatică învinge rezistenţa de compresiune a rocilor, adică $P_o = P_v$ iar μ creşte tinzând spre 0,5. La acea adâncime golurile, fisurile, porozitatea tind să se închidă (aproximativ la 5.000-6.000m).

Fig. 29. Variaţia presiunii litostatice cu adâncimea (h) la cele trei adâncimi (1, 2, 3) la care se observă creşterea presiunii verticale (P_v) şi a celei orizontale (P_o) cu tendinţa de apropiere a valorii dintre ele (după V. Lăzărescu, 1980).

Repercusiunea acestei rezultante a presiunii litostatice este tendinţa închiderii găurilor sondelor adânci, încă de pe la 3.000-4.000 m. De asemenea, variaţia acestei presiuni depinde de alegerea profilului galeriilor şi golurilor miniere, a puţurilor etc. S-a constatat că efectul acestei presiuni este maxim pe pereţii acestor goluri şi anume la colţurile tavanului. Pe cât posibil, aceste colţuri trebuie evitate din săparea lucrărilor miniere sau trebuie făcute cât mai deschise. Astfel, se alege ca profil transversal optim pentru galeriile armate trapezul cu baza mare în jos (Fig. 30/1). În cazul galeriilor nearmate, se alege profilul în boltă de rezistenţă naturală (Fig. 30/4). Aşadar, importanţa calculului distribuţiei vectorilor presiunii verticale are o valoare practică deosebită în minerit şi face obiectul geologiei inginereşti. La adâncimi mai mari de 10 km, presiunea litostatică are natura celei hidrostatice şi duce la creşterea plasticităţii rocilor, în acelaşi timp cu creşterea rezistenţei lor la compresiune şi la temperatura de topire a mineralelor. La adâncimi şi mai mari, ea devine factorul principal al schimbărilor de fază (polimorfismului) ale mineralelor, fapt invocat la explicarea discontinuităţilor seismice. În interiorul nucleului ea este răspunzătoare de starea materiei din această geosferă.

Scanned with OKEN Scanner

Presiunea litostatică are variaţii în timp geologic şi se manifestă prin cuplul de forţe de eroziune (descărcare)–sedimentare (încărcare), decolări gravitaţionale pe plane înclinate (descărcarea unor zone interne montane) şi încărcarea zonelor marginale (încălecarea, şariajul), de încărcarea unor zone prin acumulări de mase (vulcanism, gheaţă) şi de descărcarea altor zone prin prăbuşiri, faze interglaciare de topire a gheţii. Ca efecte geologice importante, se pot enumera şi mişcările izostatice (pozitive şi negative) cu urmarea lor imediată, transgresiunea şi regresiunea, metamorfismul static al rocilor ca efect al acoperirii prin pânze de şariaj, sau diaftoreza şi retromorfismul (scăderea intensităţii metamorfismului). Pentru intervale scurte de timp, variaţia presiunii litostatice este cauzată de fluxul oceanic, variaţiile de presiune atmosferică, undele de şoc transmise de cutremure, căderile de apă, impactul meteoriţilor.

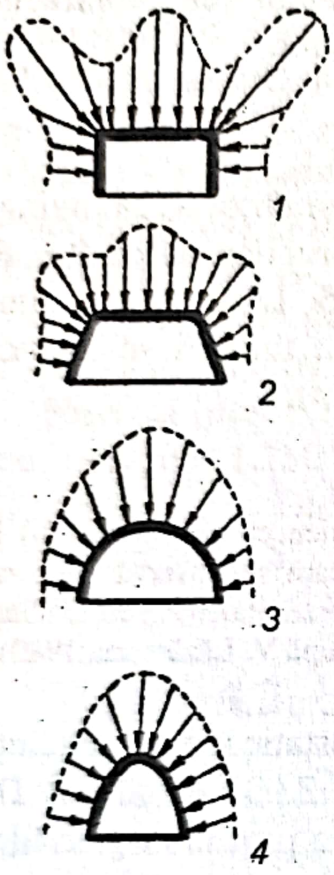


Fig. 30. Modul de distribuţie a presiunilor în golurile miniere, funcţie de secţiunea lor transversală. Galerie cu cameră de exploatare cu profil dreptunghiular (1), trapezoidal (2), semicircular (3), şi „în boltă de rezistenţă naturală" (4). Valoarea presiunilor este indicată prin lungimea vectorilor numai pentru tavan şi pereţii laterali ai excavaţiilor (după M. Stamatiu, 1962; fide V. Lăzărescu, 1980).

Legat de impactul meteoriţilor şi al dezvoltării selenologiei, s-a introdus ideea metamorfismului de şoc şi la rocile de pe globul terestru. Astfel, pe seama acestui metamorfism este pusă formarea mineralelor choesit şi stischovit, formarea lamelor de şoc în cuarţul granulelor de gresii (Gresia de Coconino pe marginea lui Meteor Crater din Arizona). Această nouă presiune de şoc este diferită de cea litostatică şi de stress, care se manifestă prin polimorfismul mineralelor în interiorul Pământului, prin schimbarea sistemului de cristalizare la anumite presiuni şi temperaturi, ce presupun şi variaţii bruşte de volum.

Scanned with OKEN Scanner

4.2.2. Stress-ul (presiunea orientată)

Această presiune este determinată la scară regională, prin împingerea unor blocuri sau plăci litosferice, iar local se manifestă prin deplasarea unor blocuri de ordinul kilometrilor.

Măsurarea stress-ului

Fiind o forţă internă, stress-ul nu poate fi măsurat direct, dar se poate aprecia pe baza calculului forţelor interne. De exemplu, dacă o coloană verticală cu secţiunea transversală de 100 cm^2 suportă o greutate de 5.000 kg, fiecare plan din această coloană este supus la o forţă de 5.000 kg, iar fiecare centimetru pătrat suportă 50 kgf / cm^2. Aşadar, stress-ul se referă la plane perpendiculare pe direcţia de acţiune a forţelor externe. Ridicarea masivelor de sare (cute diapire) este tot rezultatul împingerii stress-ului. Originea acestei presiuni este deci tectonica globului, ea fiind o presiune orientată pe o direcţie şi are un caracter diferenţial (tensiune sau compresiune) sau vertical (ascensiune sau coborâre).

Ca efect al presiunilor orientate sunt deformările plastice ale rocilor (cute) sau deformările rupturale (falii, diaclaze). Fenomenele de subducţie sunt tot rezultatul stress-ului. Cauzele stress-ului, ca forţă internă, sunt considerate a fi forţele tectonice externe. Valoarea stress-ului este apreciată după intensitatea cutelor (gradul de cutare), gradul de diaclazare al rocilor, mărimea săriturii faliilor, amplitudinea lăţimii minime de încălecare, valoarea şariajului. Gradul de cutare se exprimă prin raportul $\frac{b-a}{a}$,

unde

a = lăţimea de bază a unei cute,

b = lăţimea desfăşurată a cutei.

Estimarea indirectă a stress-ului, utilizând criterii geologice, este foarte greu de făcut, întrucât deformarea rocilor depinde de creşterea valorii stress-ului, a vitezei aplicării aceste presiuni, a rezistenţei rocilor la compresiune, a acţiunii concomitente a presiunii litostatice etc. Ca o aplicaţie geologică a stress-ului este orientarea generală a diaclazelor NW-SE şi NE-SW în depozitele de platformă. Explicaţia ar fi repetarea stress-urilor foarte mici, de miliarde de ori, ca efect al mareelor terestre (J. Goguel, 1952). Rezistenţa medie a unui masiv de roci este influenţată nu numai de diaclazele vizibile, dar şi de cele microscopice şi de textura orientată a unor roci (A. A. Grifith, 1920). O justificare a stress-ului elastic, acumulat în timp geologic, este

Scanned with OKEN Scanner

desfăşurarea cutremurelor puţin adânci, ca rezultat al zvâcnirii elastice (*elastic rebound*).

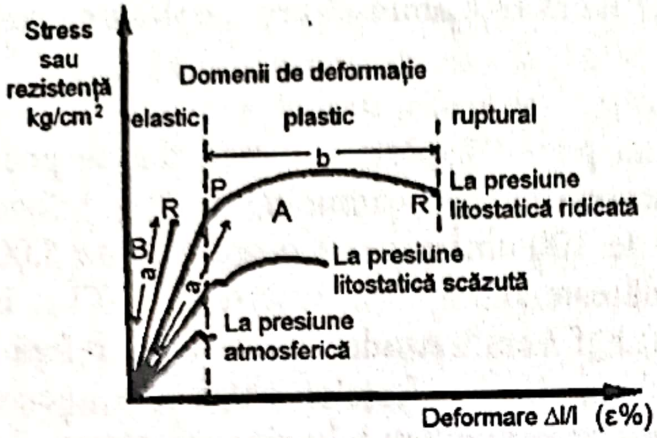


Fig. 31. Variaţia schematică a proprietăţilor de rezistenţă, tipuri şi grade de deformare a rocilor, în funcţie de presiunea ambiantă (litostatică). Diagramele indică o creştere a domeniului deformării plastice şi a stress-ului necesar pentru o anumită deformaţie, deci o creştere a rezistenţei pe măsura ridicării presiunii uniforme ambiante. P – pragul de elasticitate, R – punctul de ruptură, a – domeniul de elasticitate, b – domeniul plastic, A – roci ductile, B – roci casante (după De Sitler, 1969, cu modificări).

Un caz interesant de urmărire a desfăşurării stress-ului actual îl constituie măsurătorile dinamometrice ce se efectuează pe cele două compartimente ale Faliei San Andreas, Sergent ş.a. din California, sau indirect prin măsurători ale mişcărilor actuale ale scoarţei terestre, pe baza cercetărilor geocinematice. Din observaţiile făcute se poate constata că formaţiunile geologice se comportă la stress ca medii neomogene – vâsco-elastice sau cu vâscozitate ridicată –, de multe ori stratificate, fapt ce duce la efecte multiple ale aplicării acestei presiuni orientate.

Efectele geologice ale stress-ului

O consecinţă imediată a stress-ului o constituie mecanismul deformării rocilor. Acest fenomen a fost pus pe o diagramă, din care s-au putut contura trei domenii principale de deformare: elastică, plastică şi rupturală (Fig. 31).

Deformări elastice sunt considerate undele seismice, alte vibraţii ale Pământului sau scoarţei, mareele terestre, variaţiile de volum generate de piezoelectricitate sau magnetoconstricţie.

Deformările plastice sunt exemplificate prin cute, curgeri de noroi, *hakenner-fenurile* (capetele de strate întoarse) ş.a.

Deformările rupturale sunt recunoscute în diaclaze, falii, fragmentarea rocilor prin explozii vulcanice etc. Domeniile de deformare şi modul de aplicare a acestora sunt diferite la rocile ductile faţă de cele casante. Deformările sunt influenţate, în afară de stress, de presiunea litostatică, temperatură, adâncime, anizotropia rocilor, fluidele de impregnaţie.

Scanned with OKEN Scanner

Sunt şi asocieri complexe de deformări, ca de exemplu deformări plastice şi rupturale, curgerea gheţarilor, porniturile de teren, fenomene complexe ce apar şi în unele cute în roci competente (diaclazele) etc.

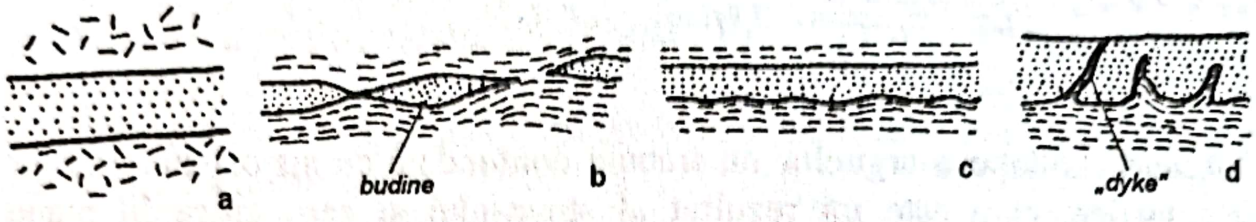


Fig. 32. Rezultate ale tasării diferenţiate a sedimentelor: a – starea iniţială a unui strat de nisip intercalat între mâluri argiloase; b – fenomenul de budinaj; c – formarea de tegoglife = *load-cast*-uri pe faţa inferioară a gresiilor; d – formarea de „*dyke*-uri" sedimentare (după V. Lăzărescu, 1980).

Asocieri de deformări elastice şi plastice se întâlnesc în flexuri în care se acumulează energie elastică potenţială sau zonele de boltă anticlinală sau relaxări de forma „loviturilor de berbec" (fisurări şi înfoieri bruşte ale rocilor, ca rezultat al acumulării de energie potenţială care se produc uneori şi cu zgomot).

În afara celor câteva consecinţe imediate ale stress-ului, există în natură şi alte efecte ca rezultat al aplicării presiunii, ce se exercită asupra rocilor. În cele ce urmează, vom prezenta astfel de exemple.

- *Tasarea sedimentelor,* ca rezultat al aplicării presiunii litostatice, este de fapt o comprimare a rocilor cu o creştere a greutăţii volumice, scăderea porozităţii şi a micşorării permeabilităţii. Consecinţa imediată a acestui fenomen este curgerea subterană a fluidelor - apă, petrol şi gaze - prin aceste medii compactate. Scăderea porozităţii se face după o curbă asimptotică exponenţială. Tasarea sedimentelor variază în funcţie de caracterele lor. De exemplu, nisipurile se compactează mai puţin decât mâlurile argiloase. Datorită plasticităţii diferite a sedimentelor, se produc pe verticală şi tasări diferenţiale. Rezultă astfel lentilizări ale unui strat de nisip (strangulări) de tipul budinajelor (Fig. 32 b), plecând de la un strat normal de nisip intercalat între argile (Fig. 32 a). În alte cazuri, se formează aşa numitele *hieroglife de tasare* pe spatele stratelor de gresii (Fig. 32 c) denumite *tegoglife* sau *load-cast*-uri (matriţe de încărcare), precum şi pătrunderi plastice ale argilelor în nisipuri sau în diaclazele gresiilor suprajacente, denumite *dyke*-uri *sedimentare* (Fig. 32 d). Caracterul foios al multor roci argiloase este tot efectul presiunii litostatice, întrucât s-a constatat că paietele de mice şi mineralele argiloase se reorientează în masa argilelor după aplicarea presiunii litostatice, perpendicular pe direcţia acesteia (Fig. 33).

Scanned with OKEN Scanner

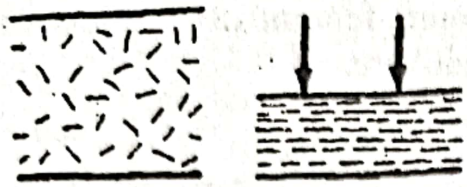


Fig. 33. Reorientarea mineralelor micacee şi argiloase într-un mâl argilos după acţionarea presiunii litostatice perpendicular pe direcţia stratului (după V. Lăzărescu, 1980).

Această foliaţie a argilelor nu trebuie confundată cu şistozitatea rocilor metamorfice, care este un rezultat al stress-ului şi care apare în plane puternic înclinate, urmărind axele cutelor din formaţiunile cristaline ce intersectează feţele de stratificaţie a rocilor metasedimentare. Foliaţia argilelor poate fi observată numai în aflorimente, aici intervenind şi alteraţia.

Un alt efect al presiunii litostatice este închiderea fisurilor ce se remarcă mai ales în forajele de petrol şi este influenţată de compoziţia rocilor.

În zonele de văi abrupte, în găurile de sondă, în galerii, în tuneluri, unde se produce o rapidă şi o scădere mare a presiunii litostatice, apar o serie de fenomene de migrare a rocilor spre zonele de minimă presiune (de exemplu spre interiorul lucrărilor miniere, galerii, tuneluri), cu tendinţa de închidere a acestor goluri.

Anticlinalele de vale apar în roci plastice pe văi cu înclinări mari de strate. Aceste anticlinale urmăresc traseul râului, deosebindu-se astfel de anticlinalele tectonice.

Umflările de argile sau de sare se produc în tunele (Tauern şi Katschberg, între Austria şi Italia), care tind să închidă spaţiul acestor lucrări miniere. La aceste tunele, spre gură, morenele se umflau cu 3-4 mm/zi, în pereţi. În sondele de petrol din zona Ploieştiului, fenomenele de umflări ale argilelor sunt frecvente.

Sheeting-ul (*sheet* = foaie strat) sau înfoierea înseamnă desfacerea unor roci, (granite, gresii) în plăci paralele cu faţa terenului (de exemplu gresia de Buzaş în NV Transilvaniei, gresia de Fusaru în flişul Carpaţilor Orientali).

Loviturile de berbec (înfoierea prin destindere), înfoieri şi fisurări bruşte în pereţii lucrărilor miniere subterane, ca o destindere a rocilor, deci o eliminare a energiei elastice acumulate, se produc cu zgomot ca o mică explozie. În minele de cărbuni, în unele cazuri, fenomenele acestea sunt însoţite de emanaţii de grizzu – (amestec de CO_2, CH_4, SO_2, N etc.) care reprezintă un gaz exploziv – în proporţie de 6-14 % din atmosfera lucrărilor

Scanned with OKEN Scanner

miniere subterane. În proporţie de sub 6% gazul grizzu nu prezintă pericol, iar peste 14 % este asfixiant pentru om şi alte vieţuitoare.

4.3. Gravitaţia globului terestru

Forţa de atracţie pe care o desfăşoară Pământul asupra maselor materiale din interior, de la suprafaţa sa sau din apropierea ei poartă denumirea de **gravitaţie terestră**. Această forţă gravitaţională rezultă din formula atracţiei universale a lui Newton:

$$F = K\frac{m_1 m_2}{d^2} = m_1 g$$

unde

m_1, m_2 = masele unui corp oarecare şi ale Pământului;

d = distanţa dintre centrele de greutate ale celor două corpuri, egală cu raza terestră;

K = constanta atracţiei universale;

g = acceleraţia gravitaţională în punctul de măsurare a unui corp în cădere liberă.

Unitatea C.G.S. de măsură a acceleraţiei gravitaţionale este galul (gal = 1 cm/ s^2). Pentru măsurarea gravitaţiei se utilizează submultiplii miligalul (mgal) şi microgalul (μgal). Raporturile de mărime sunt: 10^3mgal = 1 gal; 10^6 μgal = 1 gal. Asupra cauzelor gravitaţiei sunt păreri şi ipoteze diferite. J. Weber (1969) susţine că a depistat particule elementare de energie, de atracţie, pe care le-a numit gravitoni, dar ipoteza a rămas numai la nivel teoretic. Există păreri că materia este afectată spontan de forţe de atracţie şi respingere, după principiul acţiunii şi reacţiunii (O. Oncescu). F. J. Googwin (1978) susţine că gravitaţia provine din atracţia reciprocă a particulelor elementare şi a antiparticulelor (antimateriei). Aşadar, cauzele gravitaţiei nu se cunosc precis. Cert este că gravitaţia terestră prezintă variaţii în spaţiu şi timp la diverse scări de mărime. Conform acestei forţe gravitaţionale, toate corpurile de la suprafaţa Pământului au greutatea proporţională cu masa lor şi, ca urmare, au tendinţa să cadă către centrul Pământului. Spaţiul în care se manifestă atracţia gravitaţională se numeşte *gravisferă*. Intensitatea gravitaţiei este variabilă, crescând cu latitudinea. Astfel, la poli gravitatea este mai ridicată (983 cm/s^2) decât la ecuator (978 cm/s^2). După calculele teoretice, în centrul Pământului gravitaţia ar scădea la zero. Dacă acolo ar exista un spaţiu liber, un punct material s-ar afla într-o stare de

Scanned with OKEN Scanner

imponderabilitate specială legată de un efort de tensiune egal în toate direcţiile spaţiului.

La suprafaţa globului, variaţia gravitaţiei prezintă aspecte diferite între continente şi oceane, iar în cadrul acestora din urmă, pe plan regional sau local.

Variaţia gravitaţiei pe meridian raportată la elipsoidul de revoluţie dă valoarea ei normală în fiecare punct de pe suprafaţa Pământului. În România, valoarea normală medie este de 980,6 gali, aproape de media globală. Pentru calcule s-a adoptat valoarea medie de 981 cm/s^2, ce corespunde cu cea de la Potsdam, unde este Centrul Internaţional de Etalonare a aparatajului gravimetric.

În domeniul oceanic, gravitaţia este mai mare decât pe continente datorită apropierii de suprafaţă a păturii dense bazaltice.

Prin măsurători permanente şi precise, s-a constatat că la suprafaţa Pământului există abateri de la valoarea normală, calculată a gravitaţiei, ce poartă denumirea de *anomalii gravimetrice*. Aceste anomalii pot fi locale sau regionale. Ele sunt produse de corpuri perturbante ce determină excese sau deficite de masă, generând *anomalii pozitive* şi *anomalii negative*.

Între corpurile perturbante ce generează anomalii gravimetrice citãm: prezenţa unor corpuri granitice în roci cu densităţi mai mici, apropierea păturii bazaltice de suprafaţă (fundul oceanelor), extinderea platourilor bazaltice pe suprafeţe mari ce generează anomalii regionale (Podişul Dekkan din India), prezenţa unor zăcăminte uriaşe de fier, crom, nichel etc. ca în regiunea Kursk din Rusia sau regiunea Minas Gerais din Brazilia, prezenţa unor structuri diapire de sare şi prezenţa unor falii ce generează anomalii negative locale etc. Măsurătorile corecte ale anomaliilor gravimetrice şi înregistrarea şi interpretarea geologică realistă a acestora reprezintă o metodă destul de eficientă de prospecţiune pentru punerea în evidenţă a zăcămintelor de substanţe minerale utile (fier, crom, nichel, sare).

Gravitaţia a suferit modificări şi în timp. Aceste variaţii sunt induse de mareele terestre, pe baza unor observaţii făcute în unele peşteri şi la unele izvoare vaucluziene din regiunile carstice, unde debitul apelor subterane suferă fluctuaţii diurne şi semidiurne, ce corespund cu fluxul şi refluxul terestru. Variaţia acestui debit este legată de deschiderea fluctuantă a diaclazelor, care sunt legate de acţiunea mareelor terestre şi implicit a gravitaţiei.

Modificări ale suprafeţei Pământului în timp – deci şi ale gravitaţiei – sunt exprimate prin variaţii ale presiunii aerului şi ale încălzirii rocilor de către Soare. Variaţiile neregulate în timp ale gravitaţiei sunt legate şi de variaţia

Scanned with OKEN Scanner

nivelului hidrostatic al apelor subterane, a eroziunii rapide a reliefului, a erupţiilor vulcanice masive, ce duc la schimbări ale raporturilor de masă în adâncime. Mişcările seculare de subsidenţă sau ridicare, precum şi mişcările coseismice (înainte şi după cutremure) sunt factori ce duc la variaţia gravitaţiei.

Problemele paleogravitaţiei sunt strâns legate de fenomenele paleotectonice şi paleoorogenetice, care au dus la deplasarea maselor şi la stabilirea de noi raporturi între acestea. Ele se exprimă prin hărţi gravimetrice Bouguer, aşa-numitele hărţi „de descopertare", ce se obţin prin calcul şi prin abace şi reprezintă exprimarea influenţei gravimetrice extrase ale formaţiunilor acoperitoare.

Ca efecte geologice ale gravitaţiei amintim: forma actuală a geoidului terestru, care este un efect major al gravitaţiei; separaţiile din interiorul Pământului a materiei şi tendinţa de compactare; toate efectele presiunii litostatice; mişcările de coborâre de la suprafaţa globului; tendinţele de decolare a unor pânze de şariaj; curgerea către ocean a tuturor apelor; porniturile de teren; solifluxiunea; formarea unor anticlinale; îndoirea unor plăci alcătuite din depozite mai dense, sprijinite pe un fundament rigid; procese ce par antigravitaţionale ca ridicarea cutelor diapire, ridicarea izostatică a masivelor descărcate de presiune prin eroziune, toate acestea reprezintă stări de reechilibrare la baza cărora stă gravitaţia.

4.4. Energia calorică şi radioactivitatea terestră

Globul terestru are două surse de energie calorică: o sursă externă şi o sursă internă.

Sursa externă de energie calorică este asigurată de Soare, ce radiază o energie enormă de 10^{26} cal/oră însoţită de lumină. Pe planeta noastră ajunge numai $0{,}5 \times 10^{-9}$ din energie, iar din ea 40% este reflectată de păturile exterioare ale atmosferei. Astfel, fluxul caloric mediu recepţionat de globul terestru este de 1,9 cal / $cm^2 \cdot$ minut.

4.4.1. Căldura externă

Încălzirea Pământului este neuniformă. La Ecuator, unde razele solare cad aproape perpendicular, încălzirea este mai mare decât la poli, unde razele cad oblic. Diferenţe de încălzire se observă şi între oceane şi continente. Acumularea de energie pe mări şi oceane este mai mare,

Scanned with OKEN Scanner

pierderea de energie prin radiaţie se face mai încet, deoarece atmosfera, fiind încărcată cu vapori, funcţionează ca un ecran. Pe continente însă variaţiile de temperatură sunt mari, datorită pierderii mai rapide a căldurii de iradiere. Prin această variaţie de temperatură au luat naştere zonele climatice. În ultimul timp, din cauza poluării atmosferei, prin creşterea cantităţii de CO, CO_2 şi ca urmare a păturii formate din aceste gaze, este frânată pierderea prin iradiere a căldurii ducând la creşterea temperaturii medii a globului. Prognoza arată că în anul 2050, temperatura medie va creşte cu 3°C.

Căldura externă prezintă o serie de efecte geologice şi anumite forme de fosilizare. Între formele de manifestare geologică a căldurii externe amintim radiaţia diurnă, anuală, care are consecinţe imediate, circuitul apei în natură, acţiunea geodinamică a atmosferei, sursă pentru fotosinteză, dezvoltarea plantelor şi animalelor, deci a biosferei. Alterarea rocilor este un efect geologic deosebit al variaţiei căldurii externe.

Ca forme de fosilizare a căldurii externe sunt zăcămintele de cărbuni şi petrol. În cadrul acestora se acumulează aşa-numiţii „acumulatori geochimici", reprezentaţi prin C, H, la care se asociază S, N, P. Cristalizarea la suprafaţă a unor minerale este rezultat, după unele opinii, al energiei solare conservate sub o anumită formă, ce se manifestă în mod special în recristalizarea mineralelor.

4.4.2. Căldura internă (telurică)

Pornind de la teoriile cosmogonice despre formarea Pământului, se poate afirma că acesta dispune de o rezervă de energie termică acumulată în etapa pregeologică de evoluţie, sub formă de energie de impact a meteoriţilor, radioactivitate care l-a adus în stare de incandescenţă. Ulterior, Pământul a pierdut o parte din această rezervă termică, prin convecţie şi prin conducţie. Astăzi, ea mai contribuie cu cca 1/3 la fluxul termic terestru total. La rezerva iniţială a planetei, s-a adăugat căldura produsă de radioactivitatea terestră, de gravitaţie, prin compactarea dată de presiunea litostatică, presiunile tectonice, reacţii geochimice etc. Pierderile produse prin vulcanism se apreciază că reprezintă numai 1% şi pot fi neglijate.

La suprafaţa Pământului, căldura ştim că variază diurn şi anual. Aceste variaţii se transmit cu greu în subsol, întrucât solul este rău conducător de căldură. Mergând spre interior la o anumită adâncime de la suprafaţă, nu mai au loc variaţii de temperatură, aceasta rămânând constantă. Acest interval poartă denumirea de *pătură cu temperatură constantă* ce prezintă o

Scanned with OKEN Scanner

temperatură medie anuală de plus 1-2°C. Această pătură cu temperatură constantă are adâncimi variabile pe glob. De exemplu, în Europa Centrală această pătură se află la 20-30 m adâncime, la Ecuator este la 5-6 m adâncime, în Siberia la 100 m, iar la Bucureşti la 25 m adâncime. Sub această adâncime a păturii cu temperatură constantă, temperatura creşte sistematic cu adâncimea. Creşterea aceasta sistematică a temperaturii cu adâncimea poate fi definită de aşa-numita *treapta geotermică*, respectiv de intervalul de adâncime pentru care temperatura creşte cu 1°C. Valoarea medie a treptei geotermice este de 33 m. Inversul treptei geotermice se numeşte *gradient geotermic* şi reprezintă variaţia temperaturii cu adâncimea. În tuneluri sau foraje se poate observa foarte bine această variaţie. De exemplu, în tunelul St. Gothard la 1.700 m adâncime temperatura este de 32°C, iar la 1.959 m, temperatura ajunge la 69°C.

Factorii ce influenţează treapta geotermică sunt: structura geologică, natura litologică a rocilor, aranjamentul rocilor în scoarţă, conductivitatea termică a rocilor etc. În conformitate cu cele mai sus menţionate, treapta geotermică în regiunile de platforme vechi precambriene este mare (125 m în Africa de Sud şi Canada), în regiunile orogenetice treapta geotermică are valori medii, iar în zonele vulcanice şi în grabene treapta geotermică este mică. În regiunile cu strate înclinate, treapta geotermică creşte repede cu adâncimea, spre deosebire de regiunile cu strate orizontale unde creşterea este lentă. În primul caz transferul de temperatură se face mai uşor pe feţele înclinate ale stratelor decât pe feţele orizontale, unde transferul ar fi trebuit să se facă perpendicular pe aceste feţe. Există cazuri când, datorită unor procese geotermice, cărbunele se autoaprinde în zăcământ ceea ce duce la coacerea argilelor din pat şi din acoperiş pe care le transformă în mase dure, roşcate, cu aspect de cărămidă, numite porţelanite. În astfel de regiuni gradientul geotermic este ridicat. De exemplu, în bazinul carbonifer Przibram din Cehia, gradientul geotermic ajunge de 12°C/100m.

În domeniul oceanic treapta geotermică este mai mică spre crestele mediane oceanice (rifturi) – zonă de revărsare a magmei bazaltice şi este mai mare către câmpurile abisale şi fosele oceanice (zonele de subducţie).

Fluxul termic (HF, engl. *heat flow*) reprezintă produsul dintre gradientul geotermic şi conductivitatea termică a rocilor, iar valoarea lui este 1,2-1,5 microcalorii/cm^2·s sau pe scurt 1,2-1,5 HFU. Măsurătorile mai recente exprimă HF prin milivaţi/ cm^2. În cazul acesta o unitate de flux termic 1 HFU = 41,87mW/m^2.

S-a constatat prin măsurători că HF este aproximativ egal în domeniul oceanic şi continental (40 cal/cm^2·an), ceea ce a dus la formularea ipotezei

Scanned with OKEN Scanner

că mantaua suboceanică este mai slab diferenţiată şi mai puţin sărăcită de materii radioactive decât mantaua superioară de sub continente (E. Bullard). S-a observat de asemenea că fluxul termic descreşte proporţional cu vârsta rocilor din scoarţă şi anume aproximativ 1 HFU într-un miliard de ani.

Legat de problemele expuse mai sus, se naşte întrebarea cum variază temperatura în manta şi în nucleu. Făcând o extrapolare a gradientului geotermic de la suprafaţă către centrul globului, ar rezulta temperaturi de 200.000°C, care ar presupune reacţii termonucleare, ceea ce este imposibil. S-a apreciat atunci că temperatura în centrul nucleului ar fi de 5.000-6.000°C, ce ar corespunde cu temperatura fotosferei Soarelui. După datele geofizicii seismice, rezultă că temperatura nucleului este de 2.900-3.400°C. Această deducţie apreciază că, în mantaua inferioară, temperaturile trebuie să fie totuşi foarte ridicate, deoarece intervalul între 800-2.900 km adâncime nu poate fi format din sulfuri, întrucât temperatura lor de topire este prea scăzută, chiar în condiţiile presiunilor ridicate, pentru a le permite să aibă o stare solidă. La fel se pot trage unele concluzii şi asupra stării apropiate de solid a astenosferei care este posibil să fie alcătuită dintr-o asociaţie de mai multe minerale, ceea ce duce la scăderea temperaturii de topire, faţă de fiecare mineral în parte.

O aplicaţie practică foarte utilă este *paleogeotermometria*, adică studiul condiţiilor de temperatură în trecutul geologic, privind evoluţia termică generală a Pământului, din care se pot desprinde momentele de geneză a mineralelor şi rocilor din interiorul crustei sau de la suprafaţa ei. Un termometru geologic clasic este cuarţul romboedric, care trece de la 573°C în forma hexagonală (870°C) şi apoi la temperatura de 1200°C când trece în forma cubică, de cristobalit. Deci roca având cristobalit a suferit o perioadă de încălzire de peste 1.000°C. Studii de acest gen în ţara noastră a făcut prof. M. Savul, care a încercat să reconstituie istoria geotermică hercinică a Dobrogei de Nord, şi dr. Vasile Pomârleanu, care a continuat ideea lui Mircea Savul şi care recent a publicat o lucrare de sinteză cu titlul: *Incluziunile fluide din minerale – mesaje ale unui trecut îndepărtat de pe teritoriul României.*

4.4.3. Radioactivitea terestră

Radioactivitatea terestră se datorează conţinutului de elemente radioactive, a instabilităţii nucleare, prin pierderea de protoni sau neutroni, ca rezultat al dezintegrării radioactive. Fenomenul de radioactivitate începe să fie cunoscut din 1896, când Becquerel sesizează fenomenul de

Scanned with OKEN Scanner

impregnare a plăcilor fotografice sub influenţa sărurilor de uraniu. Denumirea acestui fenomen de *radioactivitate* i se datorează savantei Marie Curie, care a observat că thoriul are proprietatea de a emite spontan radiaţii. Împreună cu Pierre Curie, Marie Curie a descoperit şi alte elemente radioactive (1898) între care radiu, arătând că fenomenul de radioactivitate este însoţit de producere de energie calorică. De aici provine o primă aplicaţie a radioactivităţii terestre, şi anume teoria că energia calorică internă a Pământului este întreţinută de radioactivitate. Această constatare stă la baza explicării căldurii existente în centrul Pământului şi în astenosferă, admiţând ipoteza cosmogonică a formării planetelor „la rece", care au crescut în volum prin captarea corpurilor mai mici. Căldura internă nu provine deci de la Soare, ci din dezintegrările radioactive însoţite de degajare de căldură. Tot legat de acest fenomen se consideră că 2/3 din fluxul termic terestru se produce în crustă iar sursa acestuia este radioactivitatea terestră. Restul de 1/3 din fluxul termic total al globului reprezintă restul căldurii iniţiale a planetei, ce s-a conservat din etapa stării de incandescenţă a acesteia (numai dacă se admite că ipoteza cosmogonică iniţială, ipoteza „caldă" prin care planetele provin dintr-o masă incandescentă, împreună cu Soarele). Această concluzie provine din modul de răspândire a elementelor radioactive în roci. Cel mai frecvent element întâlnit în scoarţa terestră este uraniul în proporţie de 6-7 $\cdot 10^{-6}$ gU/g rocă, apoi thoriul 1-2 $\cdot 10^{-6}$ g Th/g rocă. Cele mai mari cantităţi de elemente radioactive se găsesc în rocile acide (granite), iar cele mai mici cantităţi sunt conţinute de rocile bazice (bazalte). Elemente radioactive se găsesc şi în legătură cu acumularea materiei organice din roci sedimentare (de exemplu şisturile bituminoase). În general, suma tuturor elementelor radioactive transformate în grame radiu echivalent conţinute în roci are următoarele proporţii orientative:

granite . . . . $3 \cdot 10^{-12}$g Ra echiv./ g rocă
roci sedimentare . . . . $1{,}5 \cdot 10^{-12}$g Ra echiv./ g rocă
roci eruptive bazice . . . . $1 \cdot 10^{-12}$g Ra echiv./ g rocă

De aici se poate trage concluzia că în crusta continentală granitică şi sedimentară se află acumulate cele mai mari rezerve de elemente radioactive, unde sunt şi cele mai mari resurse de energie calorică, aici fiind amplasate şi vetrele de lavă, de la baza păturii granitice.

O aplicaţie geologică foarte cunoscută a radioactivităţii este *vârsta absolută a rocilor*, ce a dus la determinarea *vârstei planetare* a Pământului,

Scanned with OKEN Scanner

prin determinarea comparativă a vârstei meteoriţilor şi a rocilor selenare. Astăzi sunt cunoscute ca fiind cele mai vechi roci de pe glob granitele şi gnaisele din zona Issua din Groenlanda, ce au vârsta de 3,8-3,9 · 10^9 ani, iar pe un meteorit căzut în Mexic în 1969, s-au determinat valori de 4,4 · 10^9 ani. Aşa s-a fundamentat ideea că sistemul solar s-a format acum 5 · 10^9 ani.

Metodele aplicate la determinarea vârstelor absolute se bazează pe măsurarea produselor finale ale elementelor radioactive, rezultate în urma perioadei de dezintegrare a acestora. Aşa sunt metodele $^{238}U/^{206}Pb$, $^{206}Pb/^{207}Pb$, $^{238}U/^{235}U$, $^{87}Rb/^{87}Sr$, $^{40}K/^{40}Ar$, $^{230}Th/^{226}Ra$, $^{14}C/^{14}N$ etc. Aceste metode au fost aplicate şi la noi în ţară pentru determinarea unor vârste absolute pentru rocile metamorfice vechi, precambriene. În cazul rocilor eruptive aceste vârste absolute pot da rezultate mai apropiate de realitate, pe când în rocile metamorfice problema e mai complicată, deoarece la fiecare fază de metamorfism sau recristalizare, roca îşi modifică cantitatea de substanţe şi elemente radioactive. Astfel, prin măsurătorile de vârstă absolută se măsoară vârsta ultimei faze metamorfice şi nu vârsta rocii iniţiale. De aici unele tendinţe de înlocuire a termenului de „vârstă absolută" cu „vârstă radiogenică". Ulterior, s-a constatat că apare necesitatea unor corecţii, datorită fenomenelor de alterare ulterioară a rocilor, propunându-se ca rezultatele brute să fie denumite „vârste aparente", din care după corecţie să se obţină „vârste probabile". Pentru ţara noastră, cele mai vechi roci cristaline, prepaleozoice, din Carpaţii Orientali, au o vârstă radiogenică de 850±50 milioane ani (Grupul de Bretila). Cele mai vechi formaţiuni geologice din ţară se găsesc însă în fundamentul Dobrogei de Sud şi ele au vârste de 1.850-1.670 mil. ani (Grupul de Palazu, Grupul de Ovidiu).

4.5. Magnetismul şi paleomagnetismul

4.5.1. Magnetismul terestru

Globul terestru este considerat un magnet natural, al cărui câmp, denumit *câmp geomagnetic*, prezintă caractere complexe privind distribuţia sa în spaţiu şi timp. Reprezentarea câmpului geomagnetic se face prin linii *izomagnetice*, reprezentate prin *izodiname* sau *izogamme*, pentru intensitate, *izogone*, pentru declinaţie şi *izocline*, pentru înclinaţia magnetică.

Sursa principală a câmpului geomagnetic este internă, ea este legată de fenomenele de convecţie termică din pătura externă, lichidă, a nucleului terestru, la adâncimi de 3.000-5.000 km.

Scanned with OKEN Scanner

O sursă suplimentară a magnetismului terestru o reprezintă mişcarea de rotaţie, ce generează eforturi de forfecare între nucleu şi manta, datorită diferenţelor de densitate şi elipticitate a formei. În mod similar, frecările de-a lungul discontinuităţii Gutenberg, faţă de geosferele de contact, creează un câmp electromagnetic, ce poate fi amplificat de o deviere spre vest a curenţilor lichizi din nucleul extern. Un proces similar este generat de acceleraţia Coriolis, ce explică tendinţa de deplasare spre vest a zonei de maxim a variaţiei geomagnetice seculare. În afara cauzelor subcrustale generatoare de magnetism, sunt şi cauze externe, legate îndeosebi de radiaţiile solare. În interiorul crustei există minerale cu susceptibilitate ridicată magnetică, mai ales în cazul când sunt influenţate de un câmp magnetic provenit din exterior. Factorii externi, radiaţiile solare ce influenţează câmpul magnetic al Pământului au variaţii ciclice, neregulate, mai accentuate şi mai rapide în timp decât factorii interni. De aici şi împărţirea geomagnetismului în câmp *dipolar* şi *nedipolar*, respectiv *câmpul principal* (*standing*) şi *câmpul tranzitoriu* (*drifting*), care prezintă variaţii cu o perioadă de sub un mileniu şi se deplasează pe suprafaţa Pământului. Determinarea câmpului principal (determinat de cauze interne) este dificilă şi de aceea se foloseşte câmpul normal ce reprezintă media normală a câmpului geomagnetic.

Elementele câmpului magnetic terestru

Elementele ce caracterizează câmpul magnetic teřestru sunt: intensitatea, declinaţia şi înclinaţia.

Intensitatea câmpului magnetic reprezintă forţa magnetică ce acţionează asupra unităţii de masă într-un anumit punct. Câmpul geomagnetic, fiind slab, se apreciază în gamma (1 gamma = 10^{-5} gauss = 10^{-5} Oe (oersted) folosite ca unităţi de inducţie şi de câmp în sistemul C.G.S., iar 1 gamma = 10^{-9} wb/m^2 (weber/m^2) = 1 nannotesla (nT) în sistemul internaţional (S.I.)). Valorile de intensitate variază între 25.000 gamma în zona ecuatorului magnetic şi 70.000 gamma în zonele de poli magnetici. Valoarea medie este de 34.000 gamma, ce reprezintă mărimea câmpului normal, mediu pentru un an, pentru întreg Pământul sau pentru o regiune. Abaterile de la valorile normale se numesc *anomalii* şi pot fi *pozitive* sau *negative*, la scară continentală, regională sau locală. Maximele magnetice sunt date de prezenţa magnetismului diseminat în roci bazice; de exemplu, Podişul Dekkan din India, formaţiunile de trappe din Siberia, regiunea zăcământului de fier de la Kursk (Rusia), unde intensitatea ajunge la 200.000 gamma, sau zăcământul de pirotină nicheliferă de la Sudbury din Canada. La noi în ţară anomalii pozitive sunt date în zona zăcămintelor de

Scanned with OKEN Scanner

fier de la Palazul Mare, Teliuc, Ghelari. Anomalii magnetice negative sunt date de exemplu de zăcămintele de sare, cu valori de câteva zeci de gamma, ce reprezintă corpuri diamagnetice. Valorile de aceeaşi intensitate de câmp magnetic se exprimă prin izodiname. Studiul anomaliilor magnetice stă la baza prospecţiunilor magnetometrice (metodă geofizică).

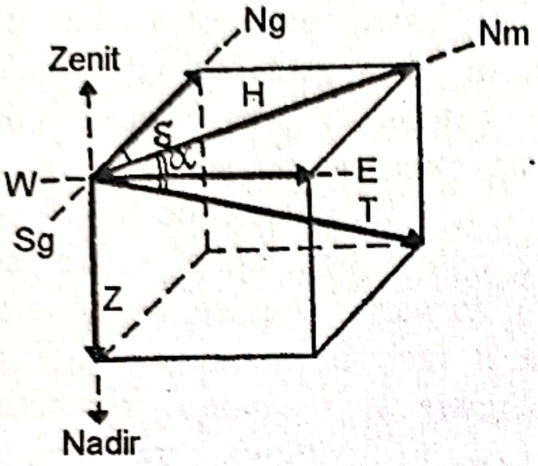


Fig. 34. Elementele câmpului magnetic terestru şi orientarea lor faţă de punctele cardinale: componentele orizontală (H) şi verticală (Z) ale câmpului magnetic total (T); δ - unghiul de declinaţie magnetică, α - unghiul de înclinaţie magnetică; N_g, E, S_g, W – punctele cardinale; N_m- nordul magnetic (după V. Lăzărescu, 1980).

Declinaţia magnetică se defineşte prin unghiul măsurat în plan orizontal între direcţia nord geografic (Ng) şi nordul magnetic (Nm) (Fig. 34). Valoarea declinaţiei magnetice variază în spaţiu datorită faptului că polii geografici nu corespund cu polii magnetici, iar în plus declinaţia magnetică este influenţată de marile anomalii magnetice de extindere regională. Liniile de egală valoare medie a declinaţiei magnetice se numesc *izogone* şi cu ajutorul lor se întocmesc hărţi ale variaţiei declinaţiei magnetice. Declinaţia este pozitivă când meridianul magnetic este la est de cel geografic şi în acest caz trebuie să facem corecţia orientărilor spre vest. În ţara noastră valorile declinaţiei magnetice sunt mici (1-2° la Timişoara, 2-4° la Iaşi), fapt ce nu impune neapărat corecţii la busola geologică. În alte zone ale lumii, ca în Alaska în nordul Canadei, este de 20° şi astfel sunt necesare corecţii când măsurătorile geologice se trec pe hartă. În mod normal, declinaţia magnetică este negativă când meridianul locului de măsurare este la vest de meridianul zero geografic şi în acest caz corecţiile se fac spre est.

Înclinaţia magnetică, notată cu α, reprezintă unghiul măsurat în plan vertical între componenta orizontală şi vectorul total al câmpului geomagnetic. Înclinaţia magnetică este nulă la ecuatorul magnetic şi tinde către 90° la polii magnetici. În România înclinaţia magnetică atinge valori de 59-60°. Local, înclinaţia magnetică prezintă variaţii mici, legate de anomaliile pozitive ale intensităţii câmpului geomagnetic. În emisfera nordică, înclinaţia magnetică este pozitivă, unghiurile de înclinare fiind de la orizontală în jos, iar în emisfera sudică înclinarea este negativă, unghiurile fiind de la orizontală în sus, deoarece liniile de forţă ale câmpului

Scanned with OKEN Scanner

geomagnetic ies la suprafață la polul sud, fiind orientate către polul nord. Liniile ce unesc punctele cu aceeași înclinație magnetică se numesc *izocline*. În general ele au direcție E-V și se mai numesc și *paralele magnetice*.

Elementele câmpului magnetic terestru prezintă variații, în timp și spațiu, zilnice, anuale și seculare. Variațiile zilnice se datorează schimbării poziției Pământului față de Soare, cele anuale și seculare sunt legate de mișcarea axei de rotație a polilor magnetici în jurul celor geografici. Se pot produce și variații foarte mari, dar de scurtă durată denumite furtuni magnetice, ce sunt legate de variația curenților telurici, de prezența aureolelor boreale, pete solare, mișcări seismice.

4.5.2. Paleomagnetismul

Paleomagnetismul sau magnetismul remanent este magnetismul păstrat în roci de-a lungul timpurilor geologice. Intensitatea magnetizării remanente a rocilor variază în limite foarte largi 10^{-1}–10^{-3}, gamma/cm^3 pentru roci sedimentare și cu două-trei ordine de mărime mai ridicată, pentru rocile eruptive. Cauzele paleomagnetismului sau ale magnetizării rocilor sunt multiple, magnetizarea naturală totală a acestora rezultă din combinarea următoarelor posibilități:

Magnetizarea termoremanentă provine din răcirea și consolidarea magmei; când mineralele feromagnetice care cristalizează ajung, în prezența câmpului magnetic terestru, la o temperatură sub un anumit punct, denumit *punct Curie* (caracteristic speciilor minerale considerate), în care dobândesc o magnetizare ce înregistrează și influența câmpului magnetic inductiv al Pământului. Peste această temperatură mineralele respective își pierd proprietățile magnetice. În felul acesta, studiind din punct de vedere magnetic diferite roci care conțin minerale magnetice, se poate deduce orientarea câmpului magnetic al Terrei din momentul consolidării lor.

Principalele minerale magnetice întâlnite în roci sunt oxizii de fier și de titan: hematit (Fe_2O_3), magnetit (Fe_3O_4), rutil (TiO_2) etc. În cazul magnetitului, de exemplu, punctul Curie este la 575°C.

Magnetizarea chimică sau cristalină se realizează când o rocă este supusă proceselor de alterare prin oxidare (oxizi de fier). Mineralele nou formate vor căpăta o nouă orientare geomagnetică din timpul imediat următor formării lor. Uneori, reorientarea geomagnetică se realizează numai printr-o recristalizare, de exemplu, a mineralelor polimorfe.

Magnetizarea detritică se realizează la rocile detritice, când se depun în apă sedimente cu granule legate în oxizi de fier, ce capătă, în timpul

Scanned with OKEN Scanner

depunerii, o orientare paralelă cu câmpul geomagnetic. În continuare orientarea magnetismului sedimentelor continuă să se accentueze prin magnetizarea izotermă vâscoasă (cenuşile vulcanice).

Un caz aparte de inducţie magnetică se realizează prin intervenţia unui câmp puternic, de scurtă durată, de exemplu un trăsnet. În zonele vulcanice sunt astfel de anomalii magnetice intense, dar localizate pe sute de metri pătraţi. Un astfel de magnetism nu dispare complet decât la încălzire peste punctul Curie.

În general, magnetismul rocilor scade treptat în timp, iar intervalul de revenire este cu atât mai scurt, cu cât se produce la temperaturi mai ridicate. Magnetismul remanent poate fi modificat prin aplicarea unui nou câmp magnetic.

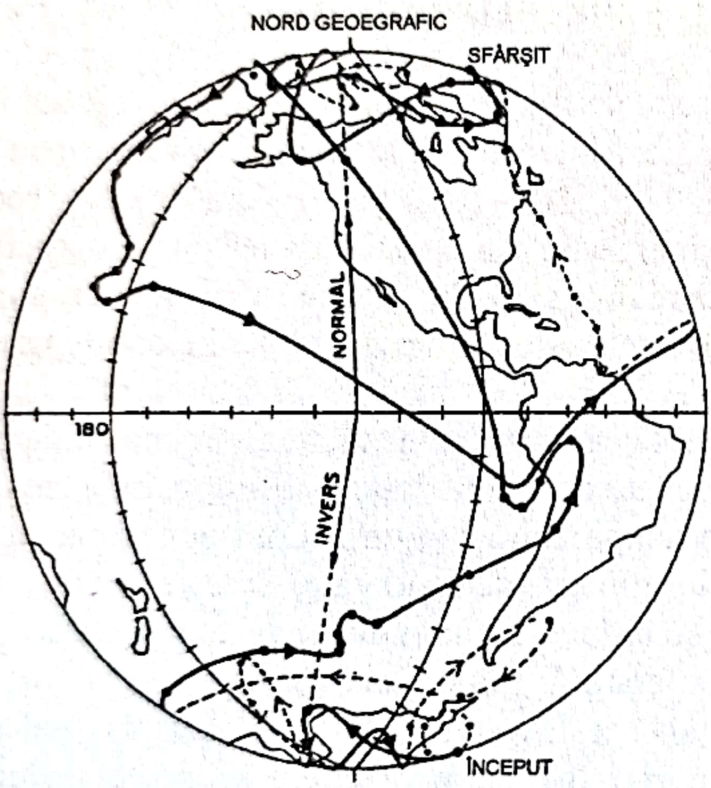


Fig. 35. Inversiunea câmpului geomagnetic. O inversiune, în cursul căreia câmpul magnetic a trecut de la o poziţie normală la una inversă, a survenit acum 19 Ma; ea a fost înregistrată în lavele Steens Mountain (Oregon). Se constată că polul Nord magnetic urmăreşte o traiectorie sinuoasă (timp de 15.000 de ani) care ar putea fi rezultatul variaţiilor relative ale componenţilor dipolari şi multipolari ai câmpului (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

În anul 1903, francezul **Bernard Bruhnes** a găsit într-o lavă din Masivul Central Francez o porţiune care părea să aibă un magnetism remanent inversat, adică cu polii schimbaţi: cel sudic fixat în direcţia polului nord şi cel nordic înspre sud. Deasupra şi dedesubtul respectivei porţiuni existau roci având un magnetism remanent orientat la fel cu cel actual. Acelaşi fenomen a fost redescoperit, în anul 1929, de către cercetătorul japonez **Motonori Matuyama**, pentru nişte lave din Japonia având 700.000 de ani şi apoi informaţii similare au apărut din Spitzbergen, Groenlanda, Insulele Feroe şi din alte părţi ale lumii, pentru roci de vârstă diferită. Mai târziu (1963), americanii A. Cox, R. Doell şi B. Dalrymple au analizat un mare număr de eşantioane provenind din diverse părţi ale lumii, din două puncte

Scanned with OKEN Scanner

de vedere, al polarității magnetice şi al vârstei absolute (cu metoda K/Ar). Ei au constatat că rocile s-au grupat perfect, cele de o anumită vârstă arătând aceeaşi polaritate magnetică, normală sau inversă. Explicația nu putea fi alta decât că în istoria geologică au existat perioade în care Pământul a avut polarități diferite. S-a convenit să se denumească *polaritate normală* cea corespunzătoare câmpului actual şi *polaritate inversă* cea opusă câmpului actual. În anii 1963-1967 un mare număr de cercetători au făcut măsurători simultane de polaritate magnetică şi vârstă absolută, reuşindu-se elaborarea unei prime scări cronologice a inversiunilor magnetice. În 1967 scara se întindea pe un interval de 4 milioane de ani şi cuprindea aproximativ 16 răsturnări de polaritate, deduse la început exclusiv pe roci vulcanice. Ulterior, ea a fost extinsă la 160 milioane de ani. În felul acesta, s-a născut o nouă metodă de studiu folosită în geologie numită **magnetostratigrafie.**

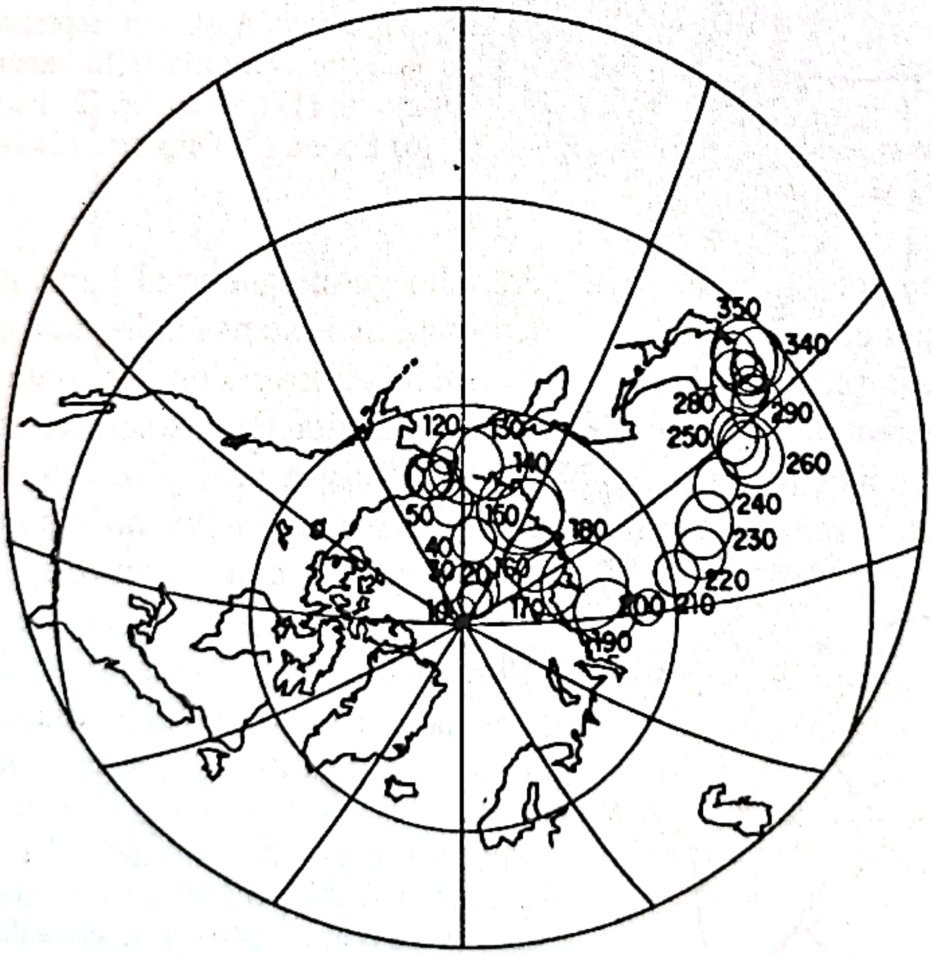


Fig. 36. Curba de migrare aparentă a polului Nord obținută prin măsurători făcute în America de Nord. Cercurile delimitează intervalele de încredere în localizarea paleopolilor (după Galbrun şi Daly, fide Ch. Pomerol şi M . Renard, 1995).

inv. 158724

Scanned with OKEN Scanner

Mecanismele inversiunii sunt puţin cunoscute. Doar în cazuri excepţionale au fost găsite depozite de roci având fosilizată tranziţia de la o polaritate la alta. În astfel de înregistrări (curgeri bazaltice sau serii sedimentare care au avantajul de a prezenta o înregistrare continuă), se constată că polul magnetic a avut o traiectorie complexă pe suprafaţa Pământului (Fig. 35). Datele sunt delicat de interpretat deoarece intensitatea de magnetizare este cu aproximativ 10% mai mică în momentul inversării.

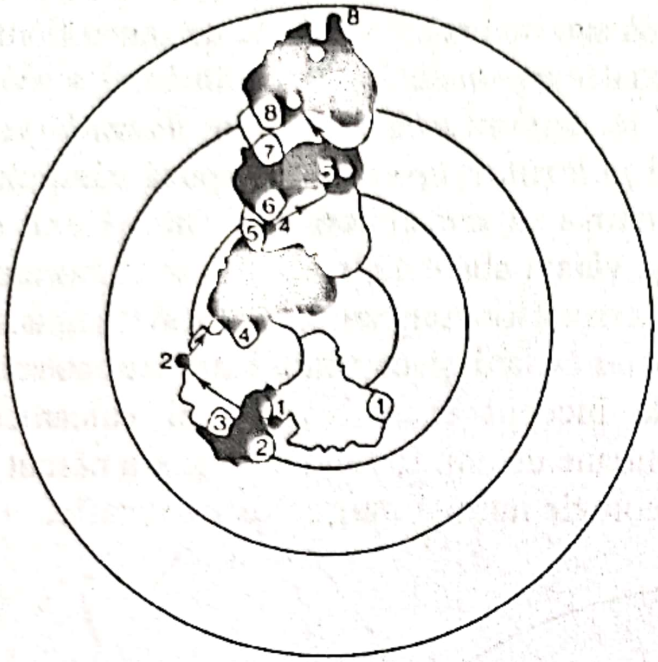


Fig. 37. Deriva Australiei (reprezentată în proiecţie ecuatorială) în raport cu Polul Sud: (1) Carbonifer, (2) Permian inferior, (3) Permian superior, (4) Triasic, (5) Jurasic, (6) Eocen, (7) Oligocen, (8) Actual (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Este posibil ca această reducere a câmpului geomagnetic al Pământului să permită radiaţiei cosmice şi solare o activitate mai intensă îndreptată către Pământ. Astfel, s-a presupus că frecvenţa ridicată a inversiunii magnetice a determinat stingerea unor organisme fosile la limita Paleozoic-Mezozoic. Din cauza inexistenţei la timpul geologic respectiv a unei pături de ozon bine conturate ca ecran al Pământului, rolul de ecran a revenit câmpului geomagnetic, care, prin dispariţie periodică, a permis receptarea de către Pământ a intenselor radiaţii cosmice şi solare (vezi şi dispariţia reptilelor gigantice din Mezozoic).

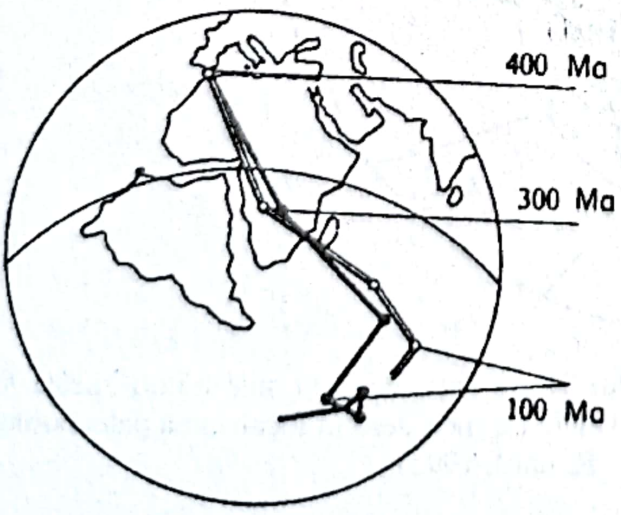


Fig. 38. Curbele de migrare aparentă a polilor obţinute plecând de la eşantioane din Africa (puncte albe) şi America de Sud (puncte negre). Cele două curbe coincid până în apropiere de 100 Ma, după care sunt divergente, ceea ce arată deschiderea Oceanului Atlantic (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Scanned with OKEN Scanner

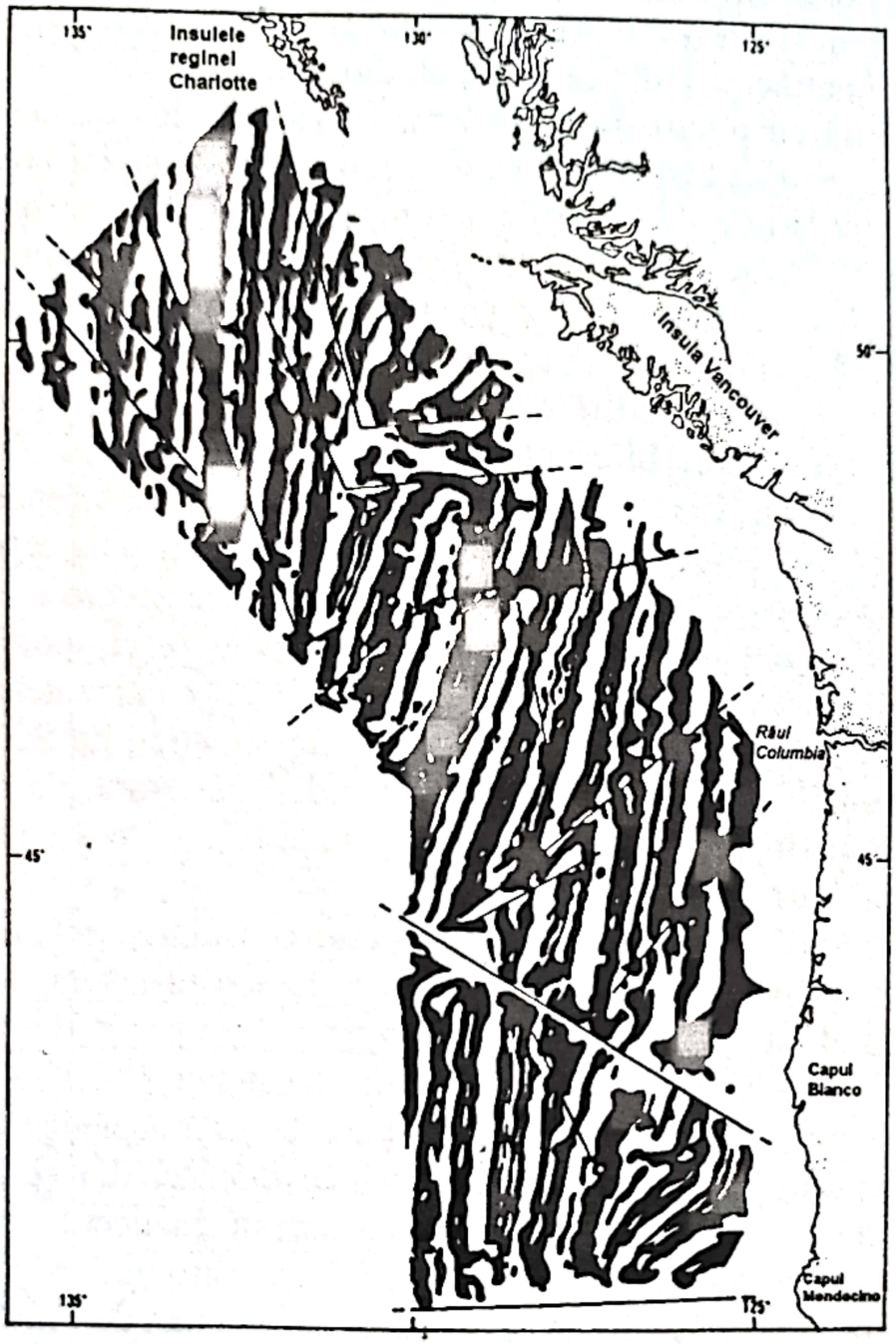


Fig. 39. Cartografia anomaliilor magnetice la nivelul Dorsalei Juan de Fuca din Canada şi Statele Unite. De notat complexitatea creată de faliile care au decalat structurile (după Vine, 1966; fide Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Odată cu inversiunile polilor, s-a constatat că există şi o *migrare „aparentă"* a acestora în decursul timpului. Curba astfel obţinută pentru America de Nord (Fig. 36) arată că există perioade de simple translaţii (între 200 şi 120 Ma şi între 60 şi 0 Ma) şi schimbări bruşte de direcţie (spre 200 Ma şi între 120 şi 50 Ma). Translaţiile simple corespund diferitelor faze de

Scanned with OKEN Scanner

deschidere a Oceanului Atlantic, iar schimbările bruşte de direcţie corespund fazelor orogenice laramice (150-120 Ma) şi nevadiene (200 Ma). Această reprezentare este oarecum înşelătoare deoarece ea sugerează existenţa unor continente fixe şi a unor poli mobili.

O altă metodă de interpretare, mult mai apropiată de realitate dar mai greu de realizat, este cea în care polii sunt consideraţi ficşi, iar continentele sunt reprezentate la diferite perioade de timp. O astfel de reprezentare este redată în figura 37, în care se observă deplasarea Australiei în raport cu polul Sud începând din Carbonifer şi până în prezent.

Utilizarea curbelor de migrare aparentă pune totuşi în evidenţă fenomene importante numai atunci când se compară traiectoriile obţinute pentru două continente diferite. Astfel, în cazul Americii de Sud şi Africii (Fig. 38) se constată că cele două traiectorii de migrare polară aparentă coincid aproximativ în intervalul 400–100 Ma după care sunt într-o divergenţă netă. Rezultă deci că deplasările continentelor sunt complexe deoarece se observă pe de-o parte o deplasare a continentelor în raport cu polul luat în considerare, iar pe de altă parte o mişcare relativă a continentelor unul în raport cu altul. Mai mult, exemplul Africii şi al Americii de Sud arată că cele două continente au format un ansamblu sudat, care s-a deplasat unitar o perioadă de timp, după care s-a separat, mişcându-se unul faţă de altul (vezi teoria tectonicii globale).

Prin măsurători paleomagnetice s-au putut constata şi rotaţii ale unor plăci litosferice. De exemplu, Spania s-a rotit în sensul invers al acelor de ceasornic, creând astfel Golful Biscaia.

De asemenea, pe baza măsurătorilor paleomagnetice realizate pe fundul oceanelor, s-a pus în evidenţă existenţa unor benzi magnetice perechi şi paralele cu rifturile medio-oceanice, de vârste diferite, din ce în ce mai vechi, cu cât ne îndepărtăm de rift şi cu orientări magnetice diferite faţă de câmpul magnetic actual. Au fost făcute mai întâi cartografieri geofizice în zona Oceanului Pacific de Est, în regiunea Dorsalei Juan de Fuca (Fig. 39), unde s-au observat anomalii magnetice pozitive (unele) şi negative (altele), care arată faptul că polii magnetici nu au avut o poziţie similară cu cea actuală.

Aceste observaţii au constituit unele dintre cele mai importante dovezi în demonstrarea teoriei expansiunii fundurilor oceanice care este una din importantele teorii ale tectonicii globale.

Scanned with OKEN Scanner

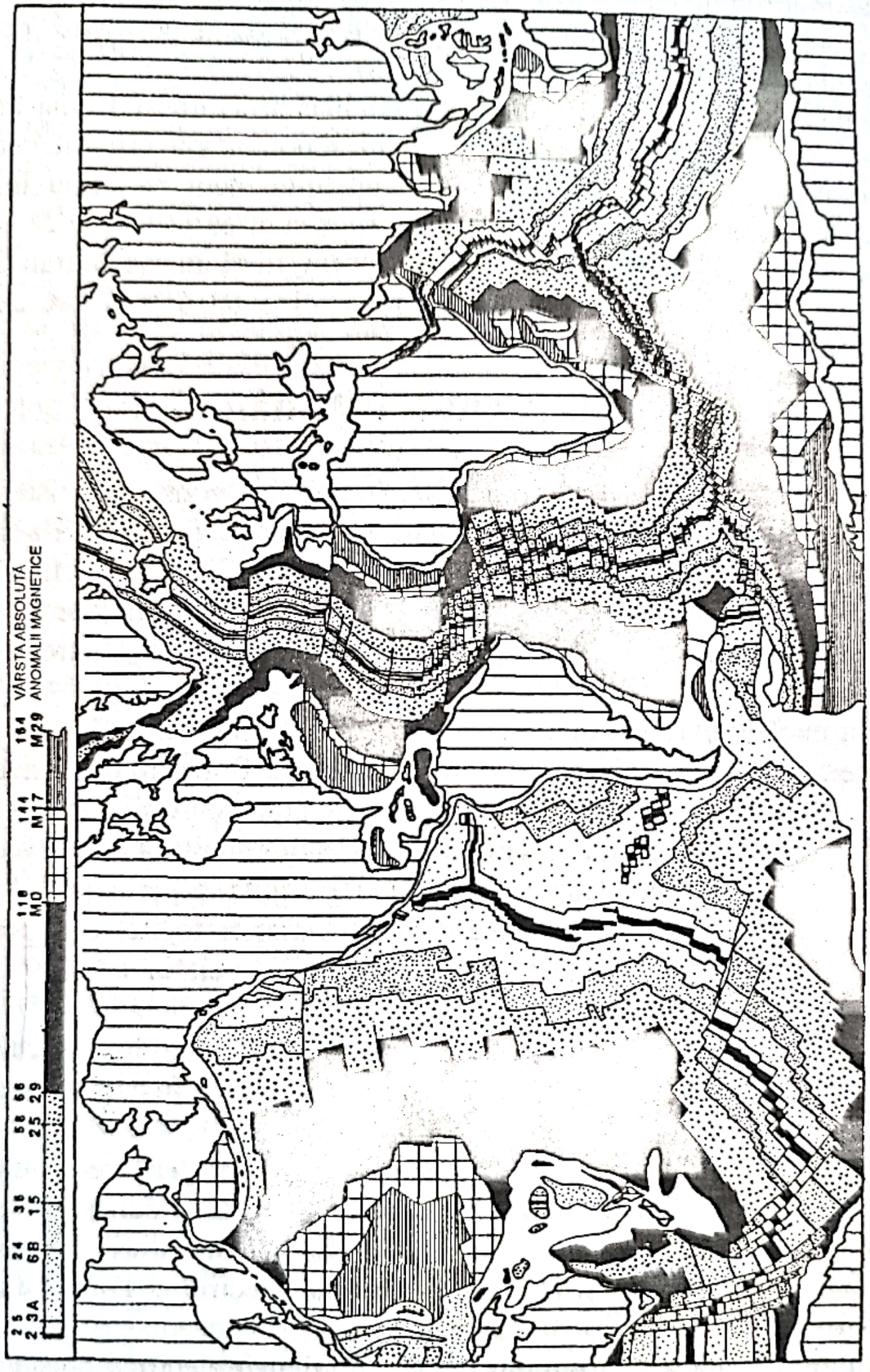


Fig. 40. Harta vârstei fundului oceanelor obținută prin cartografierea anomaliilor magnetice (după R. L. Larson și W. C. Pitman, 1985; fide J. Decourt și J. Paquet, 1990).

Scanned with OKEN Scanner

Măsurătorile geomagnetice sistematice de pe fundul oceanelor au dus la elaborarea unei hărţi cu anomalii magnetice repartizate pe vârste geologice, începând din Jurasic şi până astăzi (Fig. 40).

Pe baza aceloraşi considerente s-a studiat structura şi forma arcurilor insulare vulcanice. De exemplu, la arcul Japoniei s-a urmărit caracterul structural primar sau proveniența dintr-un aliniament rectiliniu inițial de insule. În acest caz, concluziile specialiştilor sunt că acest arc de insule a luat actuala formă curbată în Terţiarul timpuriu, fiind un caz de transformare a unei centuri orogenice deformate în plan orizontal, într-un arc de formă sigmoidă.

4.6. Electricitatea Pământului

La suprafață şi în interiorul scoarţei terestre s-a constatat existența unui *câmp electric natural*, denumit *câmpul curenţilor telurici*, fără a se putea vorbi de un câmp geoelectric, asemănător celui geomagnetic. Sursele acestor curenți electrici naturali sunt: a) surse din nucleul extern, b) surse din interiorul scoarţei, c) surse provenite din interacţiunea dintre atmosferă şi litosferă.

a) În nucleul extern, la baza surselor electrice, stau *curenţii de convecţie*, ce creează un puternic câmp electromagnetic. Curenţii de convecţie se manifestă sub forma unor celule dinamice, ciclice, cu o ramură ascendentă şi una descendentă. Limita inferioară a celulelor curenţilor de convecţie este în nucleul extern (mantaua inferioară), iar limita superioară în mantaua superioară (astenosferă). În urma frecării materiei topite, transportate de curenţii de convecţie la partea inferioară a crustei, ia naştere un câmp electric şi termic.

b) În interiorul scoarţei, cauzele apariţiei curenţilor electrici sunt reprezentate prin procesele de oxido-reducere şi prin frecarea rezultată din circulaţia apelor subterane prin porii rocilor.

c) La suprafaţa scoarţei, fenomenele din ionosferă reprezintă sursa principală a curenţilor electrici, la care se asociază şi sursa provenită din diferența de concentraţie şi compoziţie chimică a sărurilor dizolvate la suprafaţa apei oceanice şi marine. Potenţialul electric al Pământului creşte de la sol către atmosfera înaltă, fiind de asemenea mai ridicat deasupra regiunilor muntoase. În schimb, conductibilitatea electrică creşte în masa terestră odată cu adâncimea, dar neuniform (mai ales în manta). Un exemplu de conexiune geodinamică-energie magnetoelectrică este dat de ipoteza că pe suprafeţele de subducţie a plăcilor tectonice se acumulează energie

Scanned with OKEN Scanner

electrostatică, datorită contactului de materii cu proprietăţi dielectrice diferite. Această energie este maximă când Soarele se află la activitatea sa maximă. Prin urmare, energia electrostatică este foarte mică în raport cu energia tectonică acumulată pe aceleaşi suprafeţe ale plăcilor tectonice; aceasta poate fi un declanşator al cutremurelor, a căror frecvenţă are unele corelaţii cu activitatea solară. O aplicaţie uzuală a curenţilor telurici este măsurarea în sonde a variaţiei polarizaţiei spontane a formaţiunilor geologice străbătute.

Metoda aceasta, denumită *metoda Schlumberger* (Marcel şi Conrad Schlumberger, 1927-1929), permite trasarea curbei PS, ce se exprimă în mV. Valorile maxime sunt obţinute în nisipuri, cele minime în marne şi argile (acestea reprezentând electrofiltre).

Efectele practice, geologice ale rezistenţei rocilor

În corelarea formaţiunilor geologice pe baza diagrafiei electrice, rezistivitatea rocilor are o mare importanţă (se exprimă în ohmi · metri). O influenţă mare o are litologia, cantitatea şi tipul de săruri dizolvate în apa interstiţială din roci. De exemplu, la un nisip impregnat cu petrol, rezistivitatea este mare iar la un nisip impregnat cu apă de zăcământ, rezistivitatea este redusă spre zero. Astfel, la limita petrol–apă, curba rezistivităţii prezintă un cuplu de maxim şi minim caracteristic. Unele minerale în stare uscată, ca pirita, aurul nativ, minereurile de fier, au o conductibilitate mare. Dar, datorită caracterului mai mult electrolitic de transmitere a curenţilor electrici induşi artificial (câmp provocat), rezistivitatea rocilor se poate corela cu porozitatea, acestea variind invers proporţional (rezistivitate mare, porozitate mică). Un domeniu privind electricitatea Pământului, ce se află în plină dezvoltare, se referă la studiul fenomenelor tranzitorii care se produc la o distanţă de câţiva zeci de metri timp de 10^{-3}- 10^{1} secunde după întreruperea unui curent electric continuu indus. O explicaţie ipotetică ar fi că, în timpul aplicării curentului electric, iau naştere în roci un număr de dipoli electrici care se opun trecerii curentului. La întrerupere, aceşti dipoli se descarcă dând fenomene tranzitorii măsurabile la suprafaţă. Aceşti curenţi au caracter turbionar, durează foarte puţin (30-40 milisecunde) şi tind să se menţină ca un efect de „inerţie electrică" a unui corp puternic conductiv. Interesant, dar fără explicaţii, efectele tranzitorii sunt cu atât mai târzii cu cât sursele lor sunt mai adânci. După modulul de evoluţie şi timpul de amortizare a unor astfel de fenomene electrice tranzitorii, se poate deduce forma, mărimea şi adâncimea unor corpuri cu conductibilitate mare (minereuri).

Scanned with OKEN Scanner

O problemă interesantă a ambianţei geologice a fenomenelor electromagnetice o constituie efectul **radiestezic** (rusă *biofiziceskii effekt*; engl. *dowsing*), tehnică numită uneori de francezi şi *rhabdomaţie* (de la cuvântul elin rhabdos= baston, băţ).

Astfel, un cercetător experimentat, mergând în teren şi purtând între podul palmelor uşor tensionate un bastonaş de alun sau alt material în formă de „Y", observă că, trecând peste o sursă subterană de apă sau o falie sau o structură diapiră de sare etc., braţele bastonaşului se ridică sau se coboară printr-o rotire spontană. Metoda aceasta este veche, a „fântânarilor", dar a fost reluată în perioada modernă şi explicată prin reacţia organismului uman la anumite semnale ale câmpurilor fizice ale Pământului (stări de tensiune a rocilor, înainte şi după cutremure). În orice caz, deocamdată semnalul radiestezic are o poziţie *incertae sedis* între fenomenele biofizice. În România, astfel de măsurători s-au făcut în zona Covasna privind corelaţia apelor cu cantitate de CO_2 şi datele cutremurelor din Vrancea. S-a încercat astfel o metodă de prevedere a seismelor, dar nu s-au putut face corelări. Unele organisme prezintă o sensibilitate mare la semnalele fizice de origine telurică generate de o sursă intracrustală variabilă, ca stările de tensiune, vibraţiile la nivel de ultrasunete, curgerea apelor subterane. Astfel sunt explicate stările de agitaţie ale animalelor manifestate înaintea cutremurelor mari. În China se urmăreşte de mult starea animalelor domestice, iar comportarea lor agitată poate da indicaţii în declanşarea peste un timp relativ a unor cutremure. Cu toate acestea, marile cutremure nu au putut fi prevăzute (vezi cutremurul dezastruos din NE Chinei din ianuarie 1998).

Scanned with OKEN Scanner

Scanned with OKEN Scanner

Capitolul 5

Constituția generală a crustei și reliefului Pământului

5.1. Constituția și diviziunile structurale ale crustei

Pătura superioară a globului terestru se numeşte crustă, ea fiind cea mai bine cunoscută, deşi prin foraje şi lucrări miniere s-au străpuns în adâncime numai câțiva kilometri. În urma investigațiilor efectuate prin astfel de mijloace s-au putut stabili principalii componenți chimici, mineralogici şi petrografici ai rocilor prelevate. La aceste informații geologice se adaugă şi cele geofizice.

În funcție de extinderea apelor marin-oceanice de la suprafață, crusta a fost împărțită în două domenii, unul continental şi unul oceanic. La o analiză mai amănunțită, s-a constatat că aceasta poate fi împărțită, mai exact, în trei domenii: 1) crusta continentală, 2) crusta de tranziție şi 3) crusta oceanică. Crusta continentală are o grosime de 30-50 km, putând ajunge până la 80 km. Crusta de tranziție are o grosime de 15-30 km, ea corespunzând zonei arcurilor insulare, insulelor şi marginilor continentale. Crusta oceanică are grosimi de 5-8 km şi reprezentă 59% din suprafața Pământului. Crusta de tranziție reprezintă 12 % din suprafață, iar crustei continentale îi revine 29%. În cadrul crustei continentale şi al crustei oceanice se pot separa tipuri crustale detaliate. Un tip crustal reprezintă un segment de crustă ce are caracteristici geologice şi geofizice specifice. S-au separat astfel 12 tipuri crustale din care 5 continentale, 2 tranziționale şi 5 oceanice. Aceste tipuri de crustă sunt: ***Tipul continental:*** **1. Scuturile, 2. Platformele, 3. Catenele orogenice paleozoice, 4. Catenele orogenice tinere, 5. Rifturile continentale;** ***Tipul de tranziție*****: 6. Arcurile insulare, 7. Bazinele marine interne;** ***Tipul oceanic:*** **8. Insulele vulcanice, 9. Fosele, 10. Bazinele oceanice, 11. Dorsalele medio-oceanice, 12. Bazinele marine marginale.**

Iată în continuare particularitățile acestor 12 tipuri crustale:

1. Scuturile sunt părțile continentale cele mai stabile, alcătuite din roci vechi, precambriene, fără cuvertură sedimentară, cu o vârstă de 0,5-3,5

miliarde ani, cu metamorfism corespunzător adâncimii de îngropare de 5-35 km. Cele mai largi scuturi se găsesc în China, Africa, Canada, America de Sud, Antarctica. Au un relief şters, puternic erodat, fără modificări tectonice importante.

2. Platformele sunt de asemenea elemente stabile ale scoarţei, cu fundament variat (precambrian, paleozoic), dar – spre deosebire de scuturi – sunt acoperite de o cuvertură sedimentară de cele mai multe ori orizontală, ce poate ajunge până la 20 km grosime, cu o vârstă începând din Precambrian ($3 \cdot 10^9$ ani) până în Neozoic. Unele platforme au cuvertura sedimentară în mare parte erodată, caz în care poartă numele de masive (engl. *massive*), cum sunt, de exemplu, Masivul Ucrainean sau Dobrogea Centrală. Platformele ocupă 18% din suprafaţa globului iar între elementele continentale ocupă 45% din suprafaţa uscatului. Împreună cu scuturile, ele sunt cuprinse sub denumirea de cratoane, fiind cele mai stabile elemente ale scoarţei.

3. Catenele orogenice paleozoice sunt constituite din roci sedimentare şi metamorfice (de geosinclinal) cu intensă activitate magmatică, cutate şi puternic faliate. Aceste catene sunt întinse pe mii de kilometri lungime şi sute de kilometri lărgime, au relief puţin accentuat, sunt rigidizate şi stabile din punct de vedere tectonic (de exemplu: catenele hercinice, caledonice).

4. Catenele orogenice tinere (alpine) sunt asemănătoare cu primele din punct de vedere structural şi constitutiv (în alcătuirea lor au şi depozite mezozoice şi cenozoice), dar nedistruse încă de eroziune şi sunt instabile tectonic. În cadrul acestor catene se găsesc şi platouri vechi întinse, ridicate odată cu lanţurile montane înconjurătoare, dar neatinse de cutări (de exemplu, Platoul Tibet din lanţul himalaian şi Platoul Colorado din lanţul Cordilierilor Americani, precum şi alte catene alpine).

5. Rifturile continentale sunt văi largi de 30-70 km şi cu lungimi de sute sau mii de kilometri, reprezentând zone instabile tectonic (dinamice), datorită stress-ului tensional sub care se află.

Rifturile continentale au un soclu continental (sialic) subţiat datorită fenomenului dinamic de disjuncţie (mm/an) şi a unui vulcanism recent încheiat. Aceste rifturi pot fi *grabene* (denumire veche) mărginite de flancuri normal faliate, *semigrabene*, mărginite numai pe o latură de o falie normală, sau *grabene complexe*, ce sunt sisteme de blocuri prăbuşite, intersectate de falii (Fig. 43). Cel mai important exemplu de rift intracontinental îl constituie structurile din Valea Rinului (Grabenul Rinului), Grabenul Lacului Baikal şi Balhaş din Asia şi Marele Rift Est-African de 3.000 km lungime, cu depresiuni alungite şi care cantonează

Scanned with OKEN Scanner

suprafeţe lacustre. În categoria aceasta pot fi incluse şi rifturile intercontinentale cum ar fi Riftul Mării Roşii, iar aceasta din urmă se pune în legătură cu Riftul Oceanului Indian (Carlsberg) prin Golful Aden.

Un alt sistem important îl constituie aşa-zisa *Provincie de bazine şi catene* (*Basin and Range Province*) din vestul Americii de Nord, reprezentată printr-un sistem multiplu de văi şi creste (grabene de tip rift şi horsturi). Aceste rifturi reprezintă fenomene de expansiune sau de întindere (disjunctive) de intraplacă şi nu de margine de placă, fiind semnul unei viitoare spargeri de placă şi începutul unei zone de acreţie. Probabil spargerea crustei continentale se datorează şi *panaşelor de manta* (*hot-spot*-uri).

6. Arcurile insulare alcătuiesc o categorie structurală caracterizată printr-o mare instabilitate tectonică, vulcanism activ şi seismicitate ridicată. Grosimea crustei în zona arcurilor insulare este intermediară (în medie 22 km). Ca exemplu sunt insulele din arcul japonez sau al Noii Guinee, în care se întâlnesc insule mici (1 km^2), altele mult mai mari (Insula Honshu) iar în alte cazuri unele formează prelungiri peninsulare (Peninsula Kamciatka). Majoritatea acestor insule sunt grupate în ghirlande, fiind alcătuite din produse andezitice şi depozite sedimentare, provenite din denudarea maselor magmatice. Aceste arcuri insulare sunt caracteristice zonelor de subducţie, iar structuri similare se întâlnesc şi pe coasta de vest a Americii de Sud, fiind incluse în zone orogenice tinere.

7. Bazinele marine interne sunt înconjurate complet de uscat (Marea Caspică) sau parţial (Marea Neagră, Golful Mexic). Aceste bazine au o crustă intermediară de 22 km grosime sau o crustă sedimentară cu grosimi şi suprafeţe variabile. Tectonic, ele sunt stabile sau slab instabile. Cele instabile trebuie considerate ca bazine marine marginale, legate cu sisteme de arc - fosă cu subducţie, ca de exemplu bazinele Egeean şi Baleare din Marea Mediterană.

8. Insulele vulcanice sunt zonele de efuziune a produselor magmatice (mai ales bazice) prin acumulare. Ele sunt legate de rifturile dorsalelor medio-oceanice (Oceanul Atlantic) sau sunt rezultatul activităţii aşa-numitelor puncte fierbinţi (*hot-spot*-uri), denumite şi panaşe de manta (*mantle plumes, panaches de manteaux*). Peste acestea se deplasează plăcile crustale, care sunt perforate în dreptul acestor puncte (Insula Ascension, Insulele Hawaii). Dimensiunile sunt variabile, unele la mai puţin de 1 km^2, altele mai mari, cum ar fi Insula Islandei, cea mai mare. Această insulă reprezintă porţiunea cea mai ridicată a dorsalei oceanice, peste nivelul mării.

Scanned with OKEN Scanner

Prezenţa unor lave acide intercalate între cele bazice emise la crăpături (*gjauri*) nu poate fi explicată încă. Existenţa însă a unor soluri, cu vegetaţie fosilă, între pânzele bazaltice arată că erupţiile de lave s-au efectuat în cicluri, cu pauze între ele, timp în care s-a instalat vegetaţia care a generat solurile. Unele insule sunt instabile tectonic, altele sunt stabile, ca de exemplu Insula Paştelui din Oceanul Pacific.

9. Fosele sunt structuri asociate zonelor de subducţie, marcând începutul flexurării plăcii care se subduce şi se caracterizează printr-o activitate seismică intensă. Ele au adâncimi de 5-8 km şi reprezintă porţiunile cele mai adâncite ale scoarţei, cu fundul umplut, de cele mai multe ori, cu sedimente provenite din uscatul din apropiere (continent sau arc insular).

10. Bazinele oceanice sunt zone stabile tectonic, cu o crustă subţire, de aproximativ 7 km, constituită din produse magmatice şi o pătură subţire de sedimente (în medie 0,3 km). Au cea mai mare răspândire pe suprafaţa globului şi prezintă anomalii magnetice dispuse în fâşii (benzi) înguste, paralele. Fâşiile paralele sunt efectul magmatismului remanent, al magmelor revărsate simetric faţă de riftul oceanic (teoria expansiunii fundului oceanic). Aceste benzi se deplasează faţă de rift, fiind succesive şi simetrice între ele (de o parte şi de alta a riftului). Benzile cu intensitate magnetică mare cumulează magnetismul câmpului magnetic actual cu cel remanent (anomalii pozitive), iar cele cu intensitate mică rezultă din scăderea din câmpul magnetc actual a magnetismului remanent de polaritate inversă (anomalie nagativă). Această teorie este rezultatul observaţiilor lui Vine şi Mathews, care de altfel le poartă numele. În general fundurile oceanice sunt orizontale, netede, monotone, prezentând accidental forme pozitive, aşa-numitele coline abisale, cu lărgime de 1-10 km şi denivelare de 50-1000 m, acoperite de sedimente. Pe fundurile oceanice se întâlnesc şi munţi submarini (*sea mounts*) ce sunt vulcani submarini, activi sau stinşi, ce nu ajung la suprafaţa apei, fiind retezaţi de eroziune. Ei se numesc *guyot* şi sunt adesea suportul recifilor ce formează atoli. În categoria acestor munţi submarini sunt incluse şi o parte a dorsalelor medio-oceanice şi anume flancurile şi porţiunile lor stabile.

11. Dorsalele medio-oceanice sunt amplasate în zona centrală a rifturilor şi sunt tectonic foarte instabile. Scoarţa aici este cea mai subţire (5 km), datorită unei puternice ridicări a mantalei. Această situaţie creează frecvente anomalii de flux termic şi de gravimetrie. Caracteristica acestor dorsale o reprezintă prezenţa faliilor transformante, care sunt dislocaţii perpendiculare pe alungirea dorsalelor ce au aparent funcţii de decroşări; în realitate, sunt

Scanned with OKEN Scanner

fenomene mult mai complicate. Insula Islanda reprezintă singura porţiune emersă a dorsalei medio-oceanice, dar este considerată insulă vulcanică.

12. Bazinele marine marginale sau bazinele back-arc sunt situate între un arc insular şi continent (Marea Japoniei sau Marea Ohotsk) sau între două arcuri insulare (Marea Filipinelor). Aceste bazine sunt elemente structurale de tip oceanic, cu o crustă subţire de 9 km grosime. Ele sunt legate de zonele de subducţie şi apar în majoritate în partea de vest a Oceanului Pacific. Se caracterizează printr-o structură de horsturi şi grabene, cu falii dispuse paralele cu arcul insular (la fel ca în Provincia de Bazine şi Catene din America de Nord). Aceste bazine au pe fund o cuvertură sedimentară provenită din denudarea arcurilor insulare apropiate sau a continentului. Din punct de vedere tectonic, unele sunt mări marginale active, cu o morfologie de fund variată, cu flux termic ridicat şi cuvertură sedimentară subţire (şanţurile Mariane şi Le-Havre) şi mări inactive, ca de exemplu bazinele Tasman sau al Filipinelor de Vest.

5.2. Constituţia şi diviziunile morfologice ale crustei

Suprafaţa globului prezintă două mari unităţi geografice: uscatul, reprezentat prin continente (29%), şi respectiv apa reprezentată prin oceane şi mări (71%). Limita între aceste două domenii nu este absolut fixă sau stabilă. Această limită depinde de variaţia nivelului zero marin, care, la rândul său, depinde de temperatura generală a globului, de topirea gheţarilor, transgresiunea sau regresiunea marină. Mai corectă este împărţirea reliefului pe unităţi orizontale, deci pe înălţimi şi adâncimi, în funcţie de acest reper convenţional, considerat zero marin. Variaţia pe verticală a reliefului de la aproximativ de la +10 km la -10 km a evidenţiat două maxime de suprafaţă a unităţilor de relief: intervalul de la 0 la 1 km înălţime cuprinde 20,8% din suprafaţa scoarţei solide iar intervalul de la -4 la -5 km adâncime cuprinde 22,6% din aceeaşi suprafaţă.

Conform curbei hipsografice (Fig. 41) a lui Wyllie (1971), repartiţia marilor unităţi morfologice ale globului, precum şi suprafaţa deţinută de acestea procentual din suprafaţa totală sunt următoarele:

- Fundul oceanic, cca 50%;
- Uscatul actual (continentele), 29%;
- Zona de trecere de la uscat la fundurile oceanice (platforma şi piemontul continental), 21%, unitate denumită şi zonă subcontinentală.

Scanned with OKEN Scanner

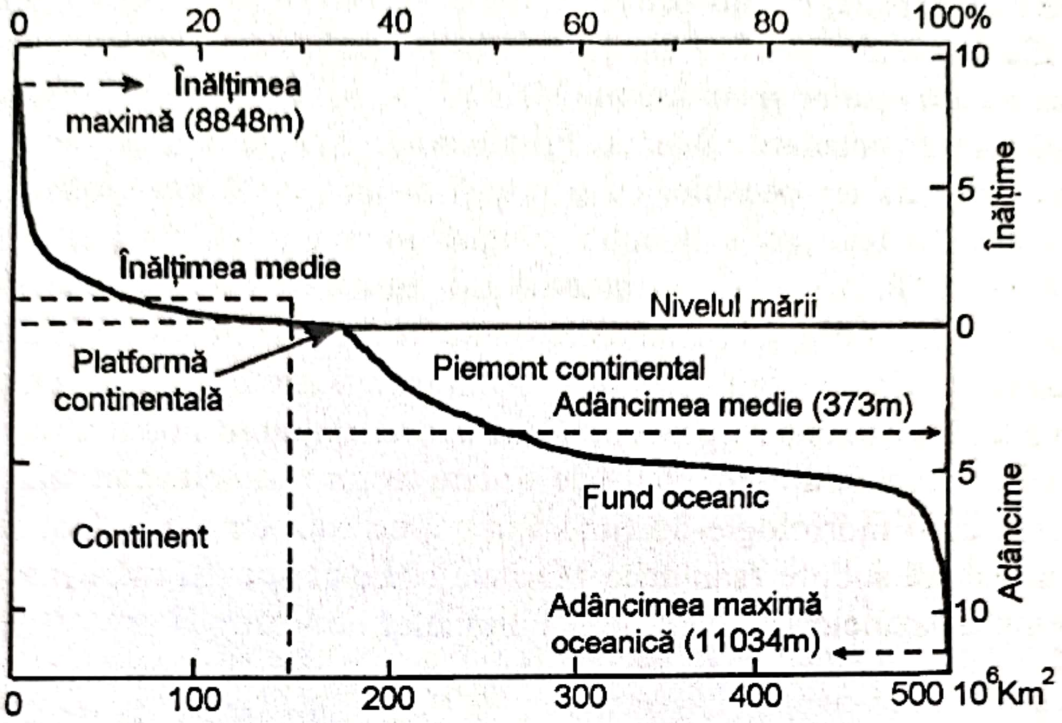


Fig. 41. Curba hipsografică cumulată (după Wyllie, 1971, din Bleahu, 1983).

Diagrama detaliată a lui A. Penck, denumită şi curba hipsografică sau curba lui Penck, detaliază aceste unităţi morfologice (Fig. 42), fiind asemănătoare cu diagrama curbei hipsografice cumulate a lui Wyllie, din 1971 (Fig. 41):

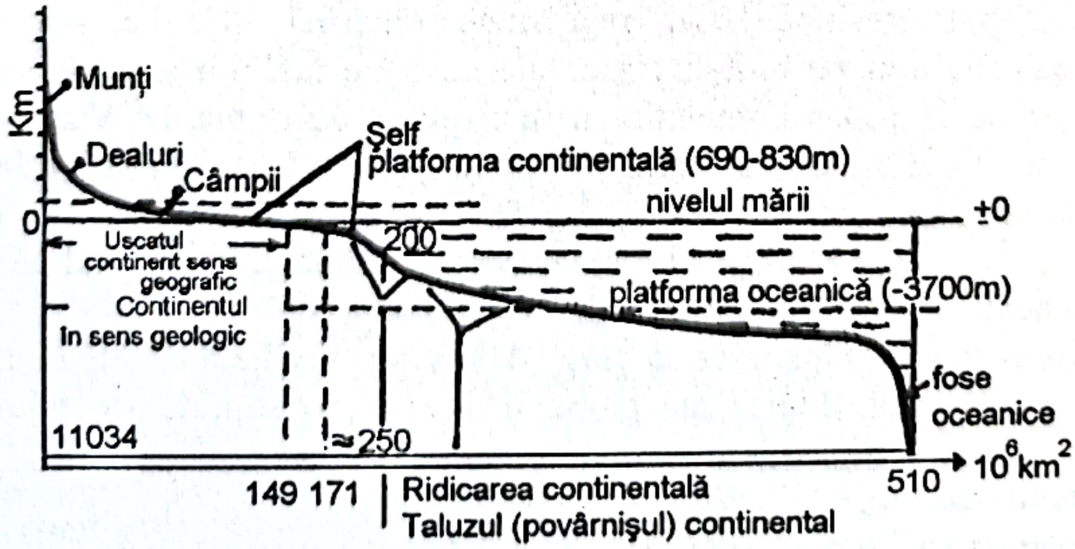


Fig. 42. Curba hipsografică (curba lui A. Penck), cu repartiţia unităţilor morfologice din domeniul continental şi oceanic (după V. Lăzărescu, 1980).

Scanned with OKEN Scanner

Între cele două idei exprimate prin curbe hipsografice (Penck şi Wyllie) există unele deosebiri de concepţie asupra morfologiei, dar în esenţă aprecierile asupra morfologiei crustei rămân aceleaşi. Astfel, A. Penck consideră existenţa unei platforme continentale (fig. 42), ce cuprinde munţii, dealurile, câmpiile şi şelful (platformă epicontinentală), cu adâncimi până la 200 m), având o înălţime medie variabilă între 820 şi 690 m. O a doua unitate morfologică este platforma oceanică, cu o adâncime medie de 3.700-4.000 m. Această unitate, denumită anterior câmpie abisală, se racordează cu prima unitate geomorfologică printr-o zonă de pantă denumită piemontul sau taluzul continental. La limita superioară, taluzul se racordează cu şelful după un unghi vizibil, denumit adesea şi genunchi, iar în partea inferioară, racordarea cu platforma oceanică se face în general lin, fără scăderi bruşte. Această trecere lină către platforma oceanică a fost denumită ridicare continentală (engl. *continental rise*), piemont abisal sau piemont continental. Se poate astfel sesiza că, din punct de vedere geologic, continentul nu este sinonim cu uscatul, el se continuă prin şelf şi taluz până la baza acestuia, după care urmează piemontul de racordare cu platforma oceanică. Argumentarea acestei interpretări este dată de structura scoarţei terestre, de caracterul vulcanismului şi de originea sedimentelor depuse.

În întreg domeniul continental (uscat, şelf, taluz, piemont precontinental), crusta Pământului este de natură granitică, subţiată şi subdusă spre marginile acestui domeniu. Vulcanismul poate fi acid, intermediar sau bazic, iar sedimentele depuse provin din erodarea uscatului (terigene).

În domeniul oceanic crusta este subţire, bazaltică, vulcanismul este bazic iar sedimentele acumulate, tot subţiri, provin în cea mai mare parte din acumularea resturilor de plancton şi a produselor de alterare a curgerilor submarine vulcanice. S-a constatat ulterior că în zona câmpiilor abisale din domeniul oceanic se întâlnesc şi sedimente terigene de pelite foarte fine, care contribuie la umplerea reliefurilor negative locale abisale, ducând astfel la nivelarea multor forme de microrelief de pe platforma oceanică. Detaliind subdiviziunile reliefului domeniului continental, Strahler (1973) separă şase clase:

1. Câmpii cu suprafeţe denivelate sub 100 m, dar care pot atinge şi înălţimi de 600 m.
2. Dealuri şi podişuri joase cu zone de denivelare de 100-600 m, dar care nu pot depăşi 1500 m altitudine.
3. Podişuri înalte cu zone de peste 1500 m şi cu denivelări sub 300 m.

Scanned with OKEN Scanner

4. Munţi, unităţi morfologice cu denivelări de peste 600 m şi cu pante abrupte.

5. Munţi izolaţi sau munţi discontinui, separaţi prin zone cu denivelări sub 150 m.

6. Depresiuni, reprezentând bazine înconjurate de forme de relief care le domină, cu pante abrupte.

5.2.1. Domeniul continental (relieful emers)

În această problemă, a clasificării domeniului continental, există şi alte păreri (Heezen et al., 1959; Burk, Drake, 1974, Seretton, 1976, fide Lăzărescu, 1980) care exprimă sub altă formă unităţile morfologice ale acestui domeniu de uscat (engl. *land*).

1. Ţinuturi joase - câmpii (engl. *lowlands*), sub 200 m, echivalente câmpiilor cu denivelări sub 100 m din clasificarea lui Strahler (1973). În această categorie sunt cuprinse:

a) Câmpiile maritime (de coastă, engl. *coastal plains*), ce reprezintă o prelungire naturală a şelfului pe uscat. Au rezultat din emersia (exondarea) periferiei continentului şi sunt alcătuite din formaţiuni geologice recente (de exemplu, Câmpia de Nord a Germaniei, câmpia de pe coasta atlantică a S.U.A., câmpia de coastă vietnameză, câmpiile de pe ţărmurile arctice ale Asiei şi Americii de Nord).

b) Câmpiile interne, din regiunile de sineclize (sinecliză – termen ce vine din limba rusă, bazin de subsidenţă - termen francez), au întinderi mari (mii de km), cu substrat de formaţiuni geologice vechi (sedimente paleozoice), dispuse discordant peste un fundament metamorfozat (de exemplu, Câmpia Siberiei de Vest, Câmpia Fluviului Mississippi, Câmpia Amazonului, Câmpia lui Rio de la Plata, Bazinul Lacului Tchad, Bazinul Congoului).

c) Câmpiile din faţa munţilor. Aceste câmpii sunt în general „de acumulare" şi provin din golfuri colmatate cu sedimente groase, rezultate din erodarea puternică a unor munţi tineri (de exemplu, Câmpia Română, din faţa Carpaţilor, Câmpia Gangelui, din faţa Himalaiei, Câmpia Râului Couto, din partea nordică a lanţului Siera Maestra, din sudul Cubei).

d) Ţinuturi sub nivelul mării. Unele dintre astfel de ţinuturi sunt de origine tectonică, ca de exemplu regiunile de *graben* (*rift valley*, Fig. 28). Ele sunt plasate pe structuri faliate ale unei platforme, cu compartimentul central căzut pentru care s-a folosit termenul de *graben*, opus termenului de *horst* ce reprezintă un bloc ridicat între falii. Unele grabene au lungimi de peste 1000 km, cu lărgimi de 30-40 km, cu adâncimi de sute de metri, în

Scanned with OKEN Scanner

care s-au instalat în unele cazuri lacuri (Fig. 43). Ca exemple, menționăm: Grabenul Est African (cu două ramuri) în care se găsesc Lacurile Tanganika, Kiwu, Albert, Marguerite, Stephanie, Nyassa; Grabenul Iordanului cu Lacul Tiberiada și Marea Moartă (Asia Mică) ce se continuă în sud în Golful Akkaba, Lacul Baikal (1200 m adâncime față de nivelul oceanului), Valea Morții din California, Grabenul Rinului etc.

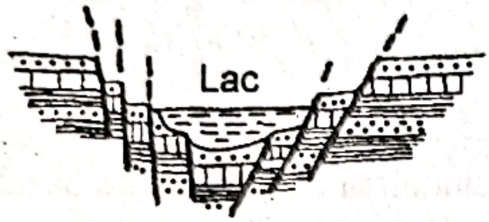


Fig. 43. Secțiune schematică printr-un graben (rift continental) (după V. Lăzărescu, 1980).

Asemănătoare grabenelor sunt depresiunile mărginite de flexuri, cum este Marea Caspică, Lacul Aral, Lacul Victoria. Zone de scufundare tectonică se pot produce și împrejurul unor regiuni de ridicare recentă ca un fenomen de compensare izostatică. Așa este, de exemplu, scufundarea țărmului Olandei (situație tipică în zona Zuidersee), probabil o compensare a ridicării izostatice a Peninsulei Scandinave (prin pomparea apei din aceste zone joase iau naștere polderele).

Alte zone joase sub nivelul mării au origine eoliană (netectonică), fiind produse prin eroziunea în mișcare a aerului încărcat cu nisip, sub formă turbionară. Astfel iau naștere depresiuni, care ajung la cote de -130 m și care interceptează pânzele de apă subterană; din această cauză, în ele se dezvoltă oaze cu aspect de pâlnie (franc. *en tonneaux*, engl. *funnel shped*). În Africa de Nord (nordul Egiptului), de exemplu, sunt astfel de oaze la Katarah (19500 km^2), Siwah, Jupiter, Ammon.

În unele cazuri, chiar omul intervine prin efectuarea de excavațiuni sub nivelul mării (de exemplu, carierele de exploatare a cărbunelui din nordul Germaniei, exploatările miniere de fier de la Kursk, din sudul Rusiei, sau alte mari exploatări la zi, în special cărbuni).

2. Ținuturi înalte (munți și podișuri, dealuri, din clasificarea lui Strabler) (engl. *highlands* - peste 2000 m)

a) Podișuri

a1) Podișuri de platformă (franc. *môle*; engl. *massive*) se individualizează pe zonele de antecliză (din limba rusă, zonă ridicată, opus la sinecliză) a platformelor (câte puțin peste 200 m), relief slab ondulat cu fundament cristalin și cuvertură de depozite sedimentare vechi, paleozoice (de exemplu, Masivul Ucrainean, Podișul Moldovei, Insula Pinilor din Cuba etc.).

Scanned with OKEN Scanner

a2) Podişuri intramontane (span. *meseta*) sunt regiuni plate amplasate pe depresiuni structurale dintre şirurile de munţi cutaţi (exemple: Bazinul Transilvaniei, Podişul Sierra Real şi Sierrele de coastă ale Anzilor, Depresiunea Pannonică, Meseta Spaniolă, între Munţii Pirinei şi Munţii Iberici, Podişul Tibetului, „Marele Bazin" dintre Munţii Stâncoşi, Catenele de Coastă din vestul S.U.A. etc.). Altitudinile acestor podişuri sunt variabile, în jur de 200 m - Bazinul Transilvaniei - şi 3000 m - Podişul Tibet.

a3) Podişuri vulcanice. Aceste podişuri s-au dezvoltat pe marile areale de curgeri de lave bazice, purtând astfel şi denumirea de platouri de bazalte (exemple: Podişul Dekkan din India, regiunea Columbiei Britanice din zona pacifică a frontierei dintre Canada şi S.U.A. - Munţii Cascadelor -, zone din Islanda, iar în România, un mic platou de diabaze şi melafire triasice din Dobrogea de Nord - Platoul Niculiţel - de origine submarină). Astfel de podişuri au o dispoziţie în trepte, de 20-40 m spre marginea curgerilor de lave, iar formaţiunile vulcanice bazice (bazalte) din care sunt constituite se numesc *formaţiunea de trappe*.

b) Munţi (se utilizează mai mult pe o clasificare geologo-geografică).

b1) Munţi de cutare (engl. *folding mountains*) au caractere morfologice diferite după vârsta şi orogeneza care le-a dat naştere.

b1.1. Munţii precambrieni sunt erodaţi cu un relief şters (peneplenizaţi), aproape la nivelul câmpiilor. Ei fac parte din scuturile structurale ale crustei (de exemplu, munţii laurenţieni şi huronieni din Canada de est, Svecofennidele din Scutul Baltic etc.).

b1.2. Munţii caledonieni sunt mai tineri decât cei anteriori, ei luând naştere în Paleozoicul inferior (Ordovician, Silurian). Exemple de astfel de munţi sunt catenele montane ale Scandinaviei, Munţii Grampiani din Nordul Angliei. Munţii caledonieni au fost peneplenizaţi, iar ulterior au fost ridicaţi în bloc, aşa că seamănă cu un platou înalt, cu forme slabe de relief, cu pante mari la margini, cu văi glaciare, unele înecate de apa mării, formând fiordurile (platourile scandinave din vestul Norvegiei sunt ferestruite de văi pe care apa marină a pătruns, alcătuind clasicele fiorduri).

b1.3. Munţii hercinici au luat naştere la finele Paleozoicului (Carbonifer şi Permian) având următoarele caractere: pe direcţie au dispoziţie în ghirlandă cu arcuri (engl. *salient*) şi unghiuri de întoarcere (*rebrusment*) (engl. *recess*), fără a prezenta continuitate. Datorită scufundărilor mai noi pe flexuri şi falii, astăzi au aspect de munţi insulari (germ. *Inselgebirge*), ridicaţi în mijlocul unor formaţiuni geologice mai noi. Având aspectul de

Scanned with OKEN Scanner

buturugă, de trunchi, se mai numesc şi *Rumpfgebirge* (germ. *Rumpf* = trunchi, buturugă). Sunt cutaţi şi faliaţi, cu relief pe cale de peneplenizare (exemple: munţii hercinici din Dobrogea de Nord, cu Vf. Ţuţuiatu de 465 m altitudine). Zona clasică în Europa porneşte din Bretania pe două direcţii, una armoricană, alta variscă. În centrul Europei se deosebesc masivele Pădurea Neagră (Schwarz Wald) şi Odenwald, separate prin Grabenul Rinului de Ardeni, apoi Herzgebirge, Patrulaterul Boemiei, Lyssa Gora şi Dobrogea de Nord (Munţii Măcin, Orliga, Pricopan etc.). Alţi munţi hercinici sunt Uralii de Sud, Appalaşii în America de Nord, parte din catenele muntoase ale Asiei centrale.

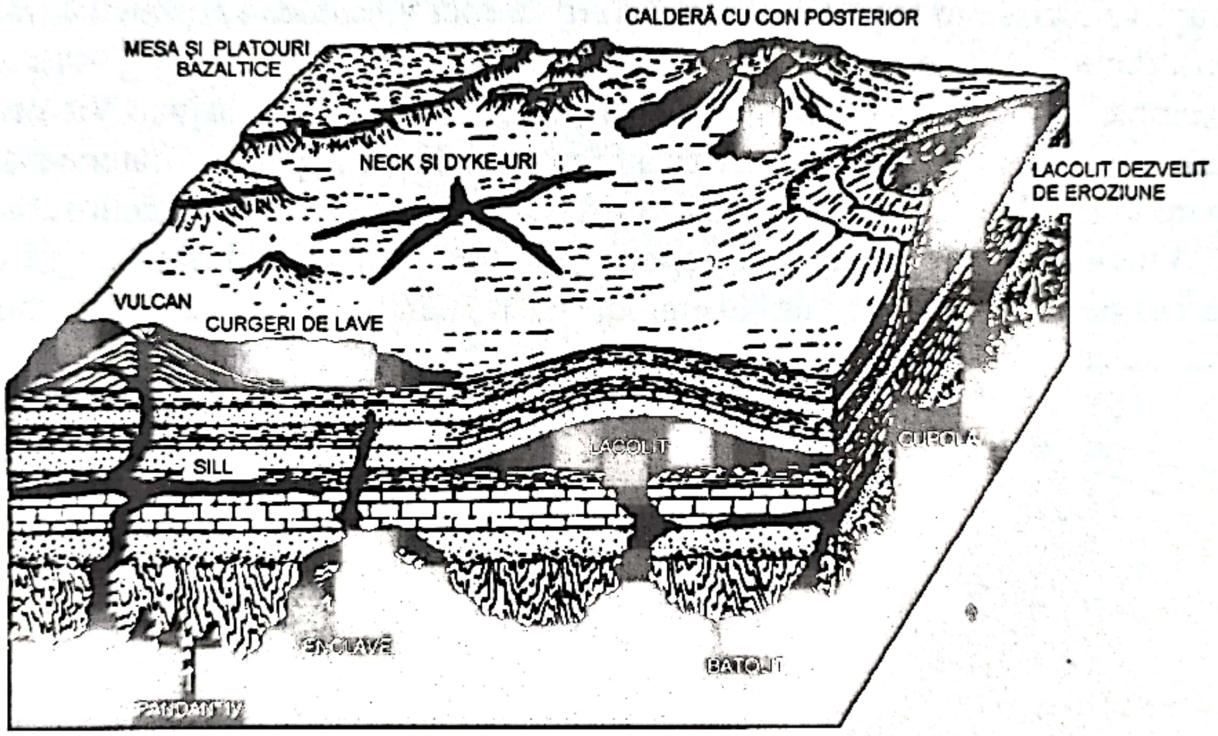


Fig. 44. Diagramă cu diverse corpuri eruptive posibile (după F. P. Young, din Ch. Pomerol et al., 2002)

b1.4. Munţii alpini sunt noi, formaţi în Mezozoic şi Terţiar. Se caracterizează prin continuitate accentuată, cu puţine depresiuni marine sau continentale recente, dispoziţie în ghirlandă (cu arcuri şi unghiuri de *rebrusment*), cu catene în fascicule paralele, divergente sau convergente, cu depresiuni intramontane şi arii mediane. Peste fundamentul cristalin au cuvertură groasă de roci sedimentare, pe alocuri erodată, cu forme de relief violente, asociate cu zone seismice şi de vulcanism, cu câmpii laterale de acumulare a sedimentelor provenite din eroziunea lor. Această unitate morfologică este reprezentată de lanţul de munţi din sudul Europei şi Asiei (Pirinei, Alpi, Carpaţi, Balcani, Caucaz, Balhaş, Kopet Dag, Hinducuş) la

Scanned with OKEN Scanner

care se adaugă latura sudică din Africa, Europa, Asia (Atlas, Riful Marocan, Tellul Algerian, Apenini, catenele sud-iraniene). În Munţii Pamirului cele două ramuri se unesc formând lanţul uriaş al Himalaiei care se continuă cu catenele birmane, indoneziene la care se adaugă catenele din Laos, Thailanda, Vietnam.

b2) Munţii vulcanici (corespunzători, în parte, munţilor izolaţi, după Strahler) sunt reprezentaţi prin forme conice terminate în vârf cu cratere, dacă n-au fost distruse prin explozie, prăbuşire sau eroziune. Uneori, în jurul craterului principal (de multe ori distrus), rămân o depresiune numită calderă. Alteori rămân în relief umplutura coşului – formată din roci eruptive rezistente (*neck*) – şi/sau *barele* de roci vulcanice rezistente (*dyke*-uri), din lungul unor crăpături (falii) prin care a erupt vulcanul (Fig. 44). Ca exemple de forme izolate de vulcani sunt Kenya din Masivul Victoria, Kilimandjaro şi Elgon din Africa, care se plasează pe falii laterale ale marelui rift din estul Africii (ipoteza riftului în teoria tectonicii plăcilor).

Vulcanii pot apărea şi în câmpuri vulcanice în interiorul unui unghi de rebrusment, cum sunt, de exemplu, în regiunea Anvergne cu domuri vulcanice (*puy*-uri) cu Puy-de-Dôme în nordul de Masivului Central Francez (Fig. 45).

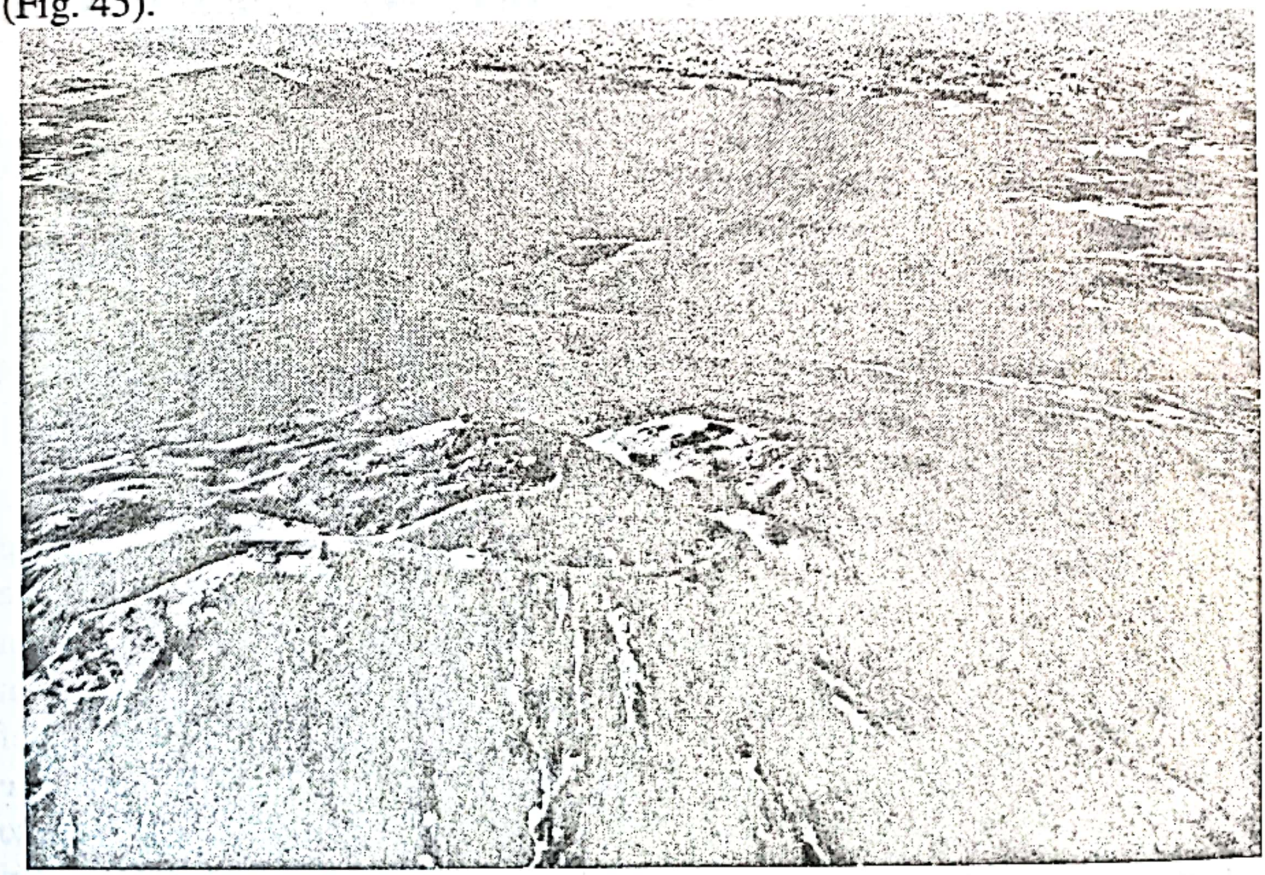


Fig. 45. Puy-de-Dôme şi lanţuri de puy-uri spre nord (după P. Bellair şi Ch. Pomerol, 1975).

Scanned with OKEN Scanner

O altă dispoziție tipică a vulcanilor este în lanțuri legate de fracturi de fundament, unele paralele cu catenele alpine (de exemplu, lanțul Munților Harghita, Gurgiu, Călimani, Bârgău, Țibleș, Oaș, Gutâi din România, care se continuă cu Munții Vihorlat din Ukraina, Bűkk și Matra din Ungaria și care este cel mai lung lanț vulcanic din Europa, având 1200 km). În general, pe uscat, munții vulcanici sunt plasați mai ales pe marginile continentelor sau în arcurile de insule vulcanice, grupați în „Cercul de foc" din jurul Oceanului Pacific și de-a lungul catenei alpino-himalaiene. Problema apariției acestui lanț vulcanic muntos din România, Ucraina, Ungaria, cu produse vulcanice, andezitice, a generat unele controverse asupra originii geotectonico-vulcanice ale acestuia. Se pare că acest lanț este plasat pe un paleoplan de consum al subasmentului zonei flișului (în parte) de tip oceanic, asociat cu blocuri sialice. Alții consideră că acest vulcanism este legat de zona seismică Vrancea, fiind deci tot pe o margine de placă; în acest caz, ar fi un bazin de back-arc.

b3) Munții de faliere sunt mai puțin răspândiți și sunt prezenți mai ales în zonele sudice ale continentelor și peninsulelor. Sunt constituiți din blocuri separate de serii de falii în trepte, din care unele se găsesc sub nivelul mării (de exemplu, Munții Gați de Vest și de Est din India peninsulară, Munții Drakens din Africa de Sud, Catenele de Coastă din California). Rar apar sub formă de horsturi (blocuri ridicate), ca în Masivul Ruwenzori la est de Tanganika.

5.2.2. Domeniul oceanic (relieful submers)

În privința reliefului submers, acesta este împărțit în trei mari subgrupe:

1. Marginile continentale;
2. Fundurile oceanice.

5.2.2.1. Marginile continentale

Această grupă morfologică alcătuiește zona dintre linia de țărm a uscatului și bazinele oceanice. Este deci o zonă de tranziție, relativ largă, reprezentând 15% din suprafața globului, din care 10,9% revine platformei continentale. Dacă la această unitate se adaugă povârnișul (taluzul) continental și ridicarea continentală, atunci îi revine 21%. Unii autori atribuie domeniului continental această unitate a marginilor continentale, întrucât se consideră că apele oceanice, puțin adânci, au invadat peste crusta de tip continental, acoperind zonele de șelf și taluz continental.

Scanned with OKEN Scanner

a) Şelful (platforma epicontinentală, din engl. *shelf* = prispă)

Lărgimea şelfului este variabilă, de la 0 la 1500 km, cu o medie pe glob de 78 km. Adâncimea variază de la 20 la 550 m, cu o medie de 133 m şi cu o pantă de 0° 07'. Pe şelf se dezvoltă mările epicontinentale, de unde şi denumirea şelfului de platformă epicontinentală. Între mările epicontinentale menţionăm Marea Nordului, Golful Hudson, Marea Baltică etc., formând „şelfuri interioare" întrucât pătrund adânc pe continent. O problemă în discuţie este noţiunea de litoral. Pentru biologi întregul domeniu al mărilor epicontinentale, unde se dezvoltă o bogată faună şi floră intră în noţiunea de litoral (*phytal*). Pentru geologi, litoralul cuprinde zona de ţărm dintre flux şi reflux la limita dintre uscat şi şelf. Există şi o noţiune de „platou continental" ca definiţie juridică, ce se referă la exploatarea resurselor naturale, elaborată de O.N.U. prin conferinţa asupra Legii mării, de la Geneva, din 1958. Este considerată zona de până la 200 m adâncime, în afara apelor teritoriale, extinsă ulterior până la 550 m adâncime, zonă adiacentă continentelor şi insulelor. J. R. Vanney (1977) propune termenul de „platou continental" pentru uzul juridic şi „platformă continentală" sau şelf pentru uzul geoştiinţelor.

Extinderea şelfurilor a suferit modificări în timpul glaciaţiilor din Pleistocen, azi ele fiind stabile în jurul Africii, Indiei, la vestul celor două Americi, având o lăţime de 50-100 km. Şelfuri foarte late sunt în faţa ţărmului nordic al Asiei sau în Marea Nordului, unde ajung la 1000 km, zonă de extinsă transgresiune a oceanului.

Şelful poate avea şi o adâncime mai mare (400–600 m), ca în Golful Biscaia, în lungul ţărmului californian sau în jurul Antarcticii, reprezentând zone de scufundare în trepte, pe falii sau regiunea a avut un caracter subsident, adică de coborâre paralel cu sedimentarea. Un astfel de „şelf instabil" s-a dezvoltat şi în Eocenul târziu, la nord de Munţii Preluca, unde se găsesc calcare detritice şi recifale de vârstă Priabonian superior cu grosimi mari (200 m).

Spre larg, depunerea sedimentelor fine se realizează şi pe marginea „genunchiului", accentuând caracterul de muchie a acesteia, denumită, *shelf break*. Acest fenomen este evident în faţa deltelor mari, cum ar fi Delta Dunării. Prin acumularea preferenţială a depozitelor, în apropiere de ţărm se semnalează tendinţa ca şelfurile să prezinte ridicări structurale marginale. Exemple de structuri de acest fel, imersate actualmente, sunt reprezentate prin „pragurile marginale" ale platformelor vechi, ca pragul

Scanned with OKEN Scanner

Balş-Optaşi de pe Platforma Moesică (pragul Oltean) sau pragul marginal al Platformei Moldoveneşti.

Structurile superficiale ale şelfului în general sunt netede, formând „peneplene perfecte", alteori sedimentele recente umplu paleovăi, sau văi înecate, ca de exmplu valea braţului Sf. Gheorghe din Delta Dunării. În alte cazuri, aceste văi sunt trasate de talpa gheţarilor sau a unor curenţi maritimi (ţărmul sudic al Norvegiei). Ca forme pozitive sunt insulele, protejate de eroziune, recifi, sub formă de barieră (Marea Barieră Australiană), creste scufundate sub nivelul mării, cordoane litorale submerse, adevărate dune submarine asimetrice. În prezent, se preconizează construirea de insule artificiale pentru industriile care poluează atmosfera, instalaţii de foraj etc.

b) Taluzul (povârnişul) continental

Sunt în continuarea şelfului, au relief puternic înclinat, cu pante de 3-6° sau care poate ajunge şi la 20° (periferia Platoului Blake, din faţa Floridei, din Oceanul Atlantic), având însă valori mai mici de 1° în faţa deltelor mari.

Lărgimea medie a acestei pante continentale este de 20 km. Pe linia de cea mai mare pantă a taluzului, perpendicular pe izobatele marine, se întâlnesc canioane submarine, cu profil transversal în „V", ce pot fi o continuare a văilor înecate de pe şelf, dar care au fost prelungite prin eroziunea curenţilor de turbiditate. Povârnişul continental este alcătuit structural din aliniamente faliate şi fracturate, ce separă blocuri în trepte de relief, sau terase structurale numite azi şi „borduri continentale" ce pot reprezenta şi continuarea unor sectoare de şelfuri instabile căzute în trepte (Platoul Blake, la adâncimi de 7.00-1.100 m).

c) Platoul precontinental (oceanic sau abisal)

Povârnişul continental (taluzul) se continuă în jos cu o pantă de racord, puţin înclinată, denumită de cercetătorii americani (Herzen et al., 1959) *continental rise* sau *ridicare continentală* (Fig. 42) din curba hipsografică a lui A. Penck. Fiind vorba de o zonă de soclu continental, mai ridicată decât fundul oceanic, se pare că termenul potrivit este de platou continental. Lărgimea acestui platou este de 100-1.000 km, cu o înclinare medie de 0°30' (1/100). Acest platou este alcătuit din depozite turbiditice cu stratificaţie ritmică, iar în alte zone (largul Californiei) prezintă o juxtapunere a unor conuri de dejecţie abisale (engl. *abyssal fans*), comparativ cu fenomenul geomorfologic de glacis, prin care se asociază conurile de dejecţie torenţiale în piemonturile de uscat. Acest aspect morfologic al platoului l-a făcut pe Boucast (1964) să propună termenul de glacis precontinental, iar pe D. Jipa şi N. Panin (1976-1977) să introducă termenul de „piemont oceanic sau

Scanned with OKEN Scanner

abisal". Pe acest platou se întâlnesc, de asemenea, canioanele submarine, sub formă de şanţuri tinere care ajung la adâncimi de 300 m faţă de relieful platoului. Piemontul oceanic este străbătut şi de falii gravitaţionale care, în anumite situaţii, sunt legate de rupturile de la baza taluzului şi care au antrenat uriaşe alunecări (de exemplu, în faţa Golfului Cadiz la vest de Gibraltar). O asemenea situaţie a fost apreciată că s-a produs şi în Carpaţii Orientali în Pânza de Tarcău, unde şi factorul de alunecare gravitaţională a activat înaintarea acesteia spre est.

d) Arcuri continentale şi bazine retro-arc

Această categorie morfologică a crustei poate fi inclusă în domeniul oceanic şi al marginii continentale. Atât marginile continentale cât şi arcurile stau pe o crustă intermediară, cu mare instabilitate tectonică, vulcanism activ şi o seismicitate ridicată. Arcurile continentale, ca şi marginile continentale sunt elemente de tranziţie între cele două domenii, iar în special arcurile sunt legate prin geneză de fosele adânci ale oceanelor, de aceea sunt considerate ca elemente oceanice. Lor le lipsesc elemente continentale ca şelful, piemontul continental ş.a.

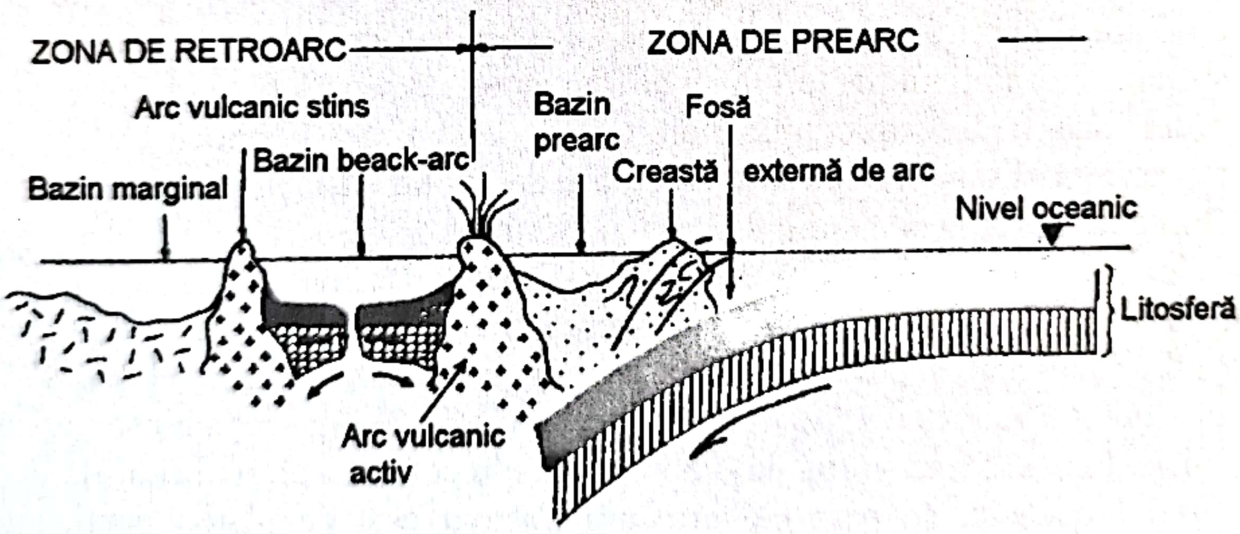


Fig. 46. Schema generală a structurilor geotectonice create în procesul de subducţie (după C. Grasu, 1997).

Acest domeniu special al marginilor continentale a fost considerat ca o zonă de munţi în stare născândă, o zonă orogenică post-alpină în ridicare, munţi de tip Kamciatka (Şatski, 1945, fide Lăzărescu, 1980), după zona cea mai caracteristică de pe glob. Pentru acest domeniu, zona de arcuri insulare

Scanned with OKEN Scanner

se întinde pe marginea de vest a Pacificului, în mările din Asia de SE, în Australia, pe limita de NE a Oceanului Indian, în zona de periferie atlantică a Mării Caraibilor, la extremitatea sudică a Americii de Sud şi Ţara lui Graham din Antarctica. La scară mai redusă, arcurile insulare se întind şi în sudul Mării Egee. Corzile acestor arcuri au lungimi diferite, de la 4.000 km în arcul Insuleler Sonde, la 2.500 km în insulele Kurile şi Kamciatka, până la 1.000 km în sudul Mării Egee şi în insulele Antilele Mici. Săgeata arcurilor variază între 800 şi 1.500 km.

În spatele arcurilor (zona concavă) sunt mări relativ adânci, numite bazine retro-arc (Fig. 46). În ce priveşte geneza acestor arcuri există păreri diferite.

1. Unii autori susţin că arcurile insulare s-au născut în forma actuală din cauza aspectului de lopată (formă listrică) a suprafeţelor mari de încălecare, la fel ca în şariaje (Wilson, 1959, fide Lăzărescu, 1980) sau datorită intersecţiei zonelor de scufundare oceanice (fosele) cu suprafaţa sferoidală a Pământului considerată inextensibilă.

2. Alţi autori consideră că deformările plastice şi alunecările pe faliile de decroşare (transcurente), transversale, fac posibil ca un şir de insule, iniţial dispuse rectiliniu, să se curbeze ulterior. Pentru această a doua ipoteză se aduc şi unele argumente paleomagnetice, referitoare la arcul de insule japoneze (Sugimura, Uyeda, 1971, fide Lăzărescu, 1980).

3. Există o a treia ipoteză (Le Pichon, 1973, fide Lăzărescu, 1980) după care forma curbată sau rectilinie (mai rar) a unui arc de insule (Tonga, Kemadek) este impusă de marginea continentului, sub care se subduce o altă placă litosferică.

4. Având în vedere că forma convexă a arcurilor insulare se realizează în sensul încălecărilor, se consideră că naşterea acestor arcuri pe căi diferite este opinia cea mai echilibrată în această problemă. De exemplu, un arc născut pe un anumit traseu poate rămâne în această formă, menţinând condiţiile structurale iniţiale, sau se curbează datorită efectului gravitaţional către o depresiune frontală – de fosă –, în urma dezvoltării proceselor de subducţie.

Arcurile insulare şi bazinele retro-arc pot constitui zone de regenerare neogenă şi cuaternară a unor domenii orogenice alpine mature sau sunt zone de orogeneză născândă. Ele sunt delimitate de ocean prin fose (morfologic), prin zone de subducţie şi crustă de tip intermediar (tectonic) şi prin linia de andezite, dincolo de care se află vulcanite bazice şi ultrabazice (vulcanic). Arcurile insulare au fost împărţite în:

Scanned with OKEN Scanner

a) Arcuri primare - cu convexitatea spre ocean, foste eugeosinclinale asociate cu seisme profunde. Un eugeosinclinal (gr. *eu* = adevărat) este un geosinclinal de inițiere a bazinului, corespunzător unui ocean cu fund simatic și cu fenomene magmatice.

b) Arcuri secundare - cu convexitatea spre continent, provenite din miogeosinclinale. Miogeosinclinalul (gr. *meion* = mai puțin) este geosinclinalul corespunzător cu un bazin, cu fund sialic, continental, fără procese magmatice.

De exemplu, ramura de sud a catenei alpine din Europa și Africa de nord este un arc primar, iar Alpii propriu-zișI constituie un arc secundar. Alții (Aubouin, 1975) separă *arcuri mesogeene* puternic arcuite, duble, cu zona internă mai veche, ofiolitică și *arcuri pacifice*, slab arcuite sau lineare, vulcanizate în toate zonele, cu structură unitară.

Unghiurile de întoarcere (rebrusment) ale arcurilor sunt considerate din punct de vedere structural ca joncțiuni, fiecare arc având o individualitate tectonică. Au fost separate mai multe tipuri de joncțiuni:

- Prin înlănțuire (engl. *linkage*). Un exemplu este lanțul insulelor Aleutine și Kurile, ultimele extinzându-se în Kamciatka, dincolo de vârful unghiului de rebrusment (nod de joncțiune) marcat de vulcanul Kliucevskaia.

- Prin deflectare, când în spatele unui unghi de rebrusment al unui arc primar apare un arc mai mic, secundar, cu convexitatea spre continent sau se dezvoltă două aliniamente tectonice rupturale, divergente sau paralele (de exemplu, arcul Insulelor Sandwich de Sud).

5.2.2.2. Fundurile oceanice

Fundurile oceanice reprezintă unitatea de relief cea mai extinsă de pe glob, revenindu-i 29,7% din aceasta, față de 50% cât îi revine din suprafața totală a oceanelor globului (conform curbei hipsografice a lui A. Penck și a curbei hipsografice a lui Wyllie). Dintre formele submerse, acestui tip de relief îi revine 41,8%. În general, fundurile oceanice sunt câmpii plane, monotone, fără denivelări, datorită sedimentelor care au acoperit neregularitățile crustei magmatice. Pe aceste câmpii plane, monotone ale fundurilor oceanice, se ridică totuși câteva *forme de relief pozitive* și sunt sculptate și *forme de relief negative*.

a) Cele mai importante ***forme pozitive de relief*** le constituie **dorsalele medio-oceanice** (engl. *mid-ocean ridges*) ce formează la scara terestră un uriaș sistem morfologic cu lungime de 60.000 km, cu lățimi până la 4.000

Scanned with OKEN Scanner

km, cu înălţimi de cca 2.000 m de pe fundul oceanic. Ele ocupă 118.600.000 km^2, reprezentând 32,7% din formele submerse şi 23,2% din totalul globului. Dorsalele medio-oceanice sunt alcătuite din vulcanite bazice oceanice (ofiolite), reprezentate prin aparate vulcanice conice, unele din acestea ajungând la suprafaţa oceanică dând o serie de insule ca: Azore, St. Paul, Tristan da Cunha, Bouvet (Oc. Atlantic).

În general, relieful de detaliu al dorsalelor cuprinde: o vale (fosă) crustală largă, de 10-30 km şi adâncă de 1000-2000 m, ca de exemplu în dorsala medio-oceanică atlantică şi în dorsala Carlsberg din Oceanul Indian, numită *rift*. De o parte şi de alta a riftului sunt crestele dorsalei, cu pereţii abrupţi către rift, marcaţi de falii de extensiune şi roci vulcanice cu dispoziţie haotică. Aceste creste, denumite şi *praguri submarine*, uneori nu bordează rifturi, reprezentând însăşi partea mediană a dorsalei, lipsind deci riftul (valea riftului), având în această situaţie aspectul de dom cu relief liniştit (de exemplu, coama Menard din sud-estul Oceanului Pacific). Cercetătorii americani denumesc *ridge* astfel de dorsale cu rift, iar pe cele fără rift le denumesc *rise*. Crestele dorsalei se continuă cu platourile fracturate şi platourile ce cad în trepte până se pierd în câmpiile abisale.

b) Crestele sau pragurile sunt, aşa cum am amintit, reliefuri pozitive, alungite, care mai rar sunt paralele cu dorsalele medio-oceanice (ex. coama Jan Mayen, o veche dorsală ce şi-a pierdut activitatea), dar care de obicei fac legătura între dorsale şi taluz. Ele sunt fracturi vulcanizate, de-a lungul cărora apar uneori insule oceanice, dar nu prezintă fenomene de expansiune.

c) Platourile (microcontinentele) sunt de dimensiuni mari, cu flancurile abrupte şi partea centrală plată. Unele platouri se înalţă cu 4.000 m faţă de câmpiile înconjurătoare (Platoul Bermudelor). Sunt platouri cu caractere instabile, ca de exemplu platoul Manibiki, din centrul Oceanului Pacific. În oceanele fără margini de subducţie (Oc. Atlantic), platourile mari sau microcontinentele pot fi considerate fragmente de continent provenite din platouri de taluz (de tip Blake) sau din foste şelfuri devenite instabile (tip Vöringe, Norvegia) desprinse total şi lăsate în urma plăcilor continentale în deplasare sau chiar afectate de mişcări proprii gravitaţionale spre câmpiile abisale din faţa lor. Oceanele cu margini pacifice nu au în prezent asemenea microcontinente, decât în apropierea arcurilor insulare (ex. Platoul Campbel, la est de Noua Zeelandă). În trecutul geologic, asemenea microcontinent de dimensiuni mari (subcontinent) a fost India, dar ea a fost împinsă în coliziune cu placa euro-asiatică (lanţul Himalaian). Astfel, la oceanele pe cale de restrângere având margini în subducţie, microcontinentele se găsesc

Scanned with OKEN Scanner

în stare de precolizjune, menite să devină „micro-plăci" sau „sub-plăci" într-un viitor orogen.

d) Munţii vulcanici submarini. Sunt forme de relief pozitive foarte frecvente în domeniul oceanic (de exemplu, Insulele Hawaii din Arhipelagul Midway - Oceanul Pacific). În majoritatea cazurilor, aceşti munţi sunt vulcani stinşi, cu creştetul retezat de eroziunea curenţilor marini, plasaţi la 300-400 m sub nivelul apei. Au fost numite *guyot*-uri pentru prima dată în Oceanul Pacific de NE şi au fost identificate în timpul celui de-al doilea război mondial (Fig. 47). Denumirea a fost dată după numele unui profesor de geologie şi geomorfologie de la Universitatea din Princeton. Aceşti munţi au forme de bază uneori în „T" sau „V", fiind amplasaţi la intersecţie de falii (de exemplu, muntele submarin Bowie, aflat doar la o adâncime de 30 m sub nivelul apei şi care are formă de „T"). Terasele de pe flancuri sunt acoperite de lapilii, asociate cu cochilii şi detritus, iar versanţii mai înalţi sunt acoperiţi de curgeri de tip *pillow-lava* şi grohotişuri vulcanice.

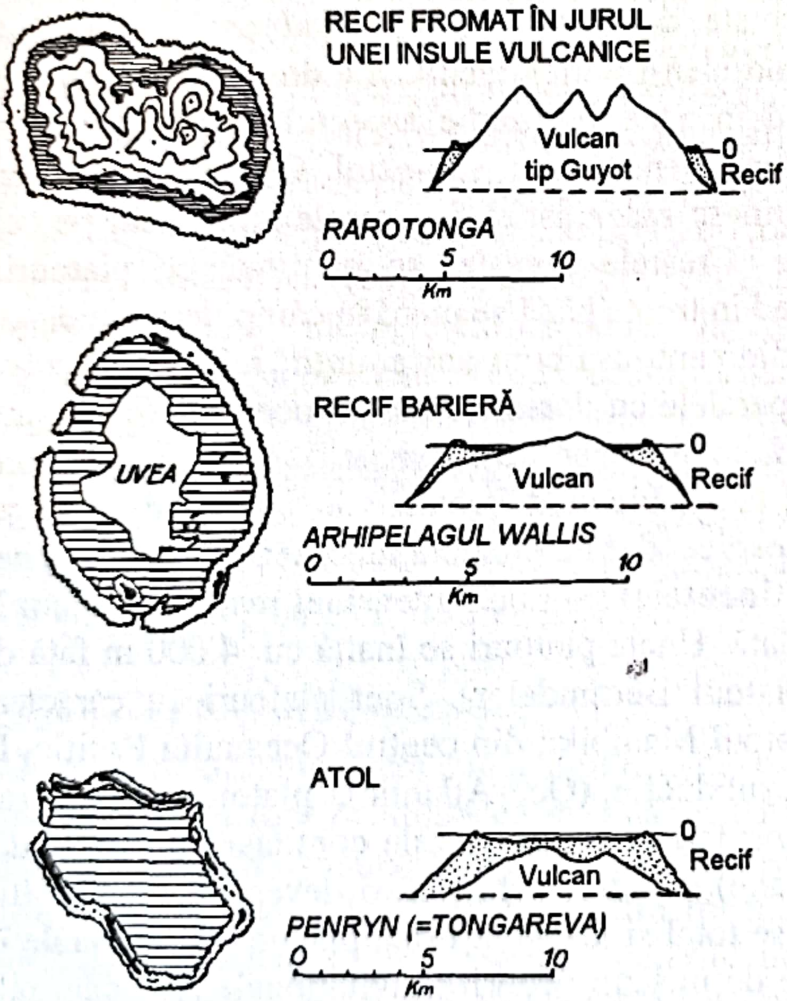


Fig. 47. Trei tipuri de recifi formaţi pe vulcani tip guyot (după Cumberland, 1956; fide Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

De multe ori vulcanii submarini sunt dispuşi fără o ordine evidentă. În alte cazuri, munţii submarini sunt aliniaţi după anumite trasee, vârsta lor crescând sistematic pe o direcţie din cadrul aceluiaşi traseu. De exemplu, Insulele Hawaii sunt dispuse pe o linie dreaptă, iar vârsta lor creşte de la Insulele Hawaii s. str. care este de $2 \cdot 10^6$ ani, spre Insulele Midway

amplasate spre NW a căror vârstă este de $40 \cdot 10^6$ ani. Mai departe, aliniamentul se frânge, dezvoltându-se lanţul de munţi submarini Emperor, cu vârste până la $70 \cdot 10^6$ ani ce ajung până la bisectoarea unghiului de joncţiune (rebrusment) dintre Insulele Kurile şi Aleutine.

Prezenţa munţilor submarini este marcată la suprafaţa apei oceanului printr-o coamă de recifi calcaroşi (atoli), mai ales în oceanele calde, amplasaţi pe guyot-uri sau în jurul unui vârf de con vulcanic ce a format o mică insulă şi care a dispărut prin eroziune (Fig. 47).

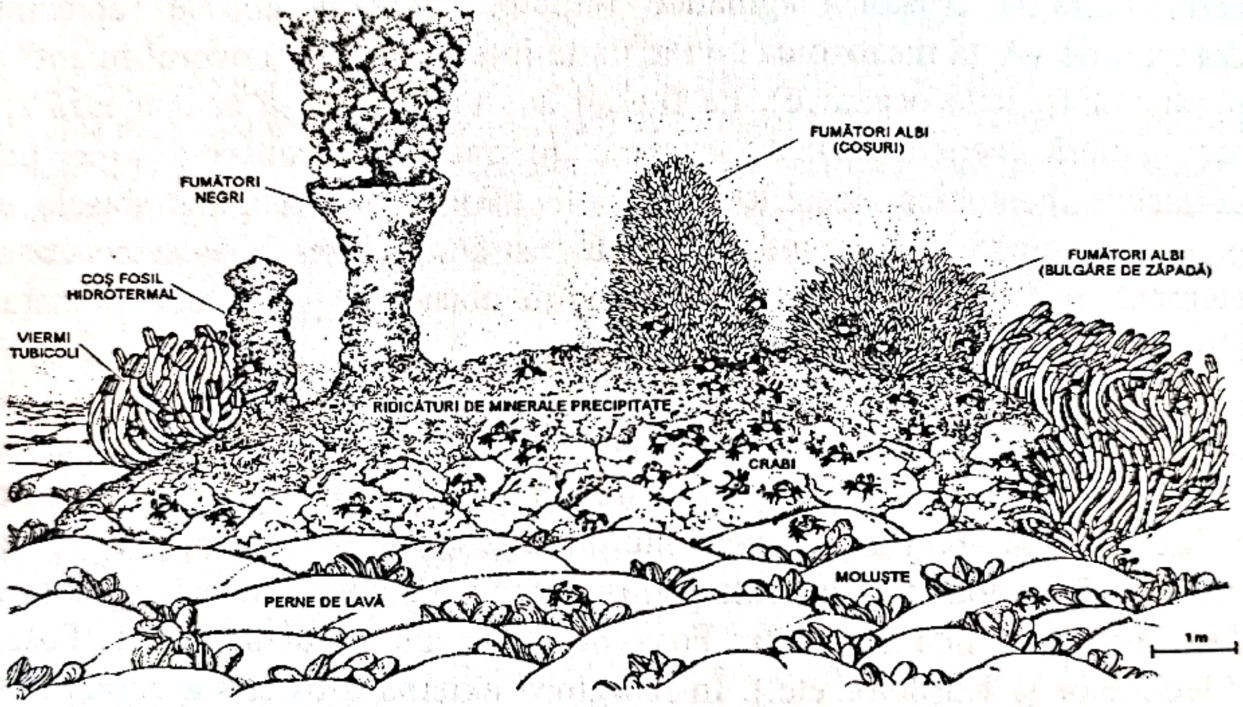


Fig. 48. Reconstituirea câmpului hidrotermal în apropiere de „fumătorii negri" (Dorsala Est Pacifică). Se observă un aliniament de guri hidrotermale situate în vârful unor monticuli alcătuiţi din minerale precipitate şi resturi organice. Hornul, denumit „fumător alb", este constituit dintr-o acumulare de vizuini de viermi *Alvinella pompesana*. Fluidele albicioase emise prin aceste hornuri ies la temperaturi ce ating 300°C. Apa, încă şi mai caldă (350°C), iese din „fumătorii negri". Aceste hornuri sunt la originea monticulelor de sulfuri, situate la baza hornurilor, şi care, la rândul lor, se edifică peste lava sub formă de „perne" (*pillow-lava*) care acoperă fundul mării. Coloniile de bivalve (*Vesicomydes*) trăiesc în interstiţiile acestor lave (după Macdonalt & Luyendk, *Pour la science*, nr. 45, 1981, realizat de T. Juteau şi C. Rangin; fide Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Insulele vulcanice reprezintă cele mai mari denivelări faţă de fundurile oceanice, care ajung până la suprafaţă. Astfel, trebuie considerat că cel mai înalt munte al globului este Vulcanul Mauna Loa ce are un con de aproape

Scanned with OKEN Scanner

10.000 m înălțime, din care 6.000 m sunt sub apă, iar 4.000 m deasupra ei. Insulele vulcanice sunt răspândite în toate oceanele, dar în Oceanul Pacific formează o densitate destul de mare socotind pe cele emerse și submerse.

Între ***formele negative de relief*** de pe fundurile oceanice, amintim *câmpiile abisale* și *fosele oceanice.*

a) Câmpiile abisale sunt zone alungite de pe fundurile oceanice, plane, fiind amplasate la adâncimi de 5.000-6.000 m, mărginite de dorsale (pragurile și taluzurile continentale), care înainte erau denumite „bazine oceanice". Netezirea lor este dată de sedimentele acumulate ce au acoperit neregularitățile crustei magmatice inițiale. Câmpiile abisale reprezintă domenii de vârstă mezozoică ce fac parte integrantă din „covorul rulant" al oceanelor (plăcile oceanice). Pe fundul acestor câmpii se acumulează apă rece polară, nederanjată de curenții marini, care conservă asociațiile faunistice bentonice specifice (Fig. 48, Foto 8). Câmpiile abisale se îngustează uneori, alcătuind adevărate strâmtori abisale intersectate de elemente mai ridicate de relief. În câmpiile abisale se găsesc uneori șanțuri abisale.

b) Fosele oceanice (engl. *ocean tranches*) reprezintă depresiuni alungite de 1.000-2.000 km cu lățimi de de cca 200 km și cu adâncimi ce depășesc 6.000 m. Sunt amplasate între piemont și fundul oceanic, în fața arcurilor vulcanice. Ele reprezintă elemente spectaculoase din punct de vedere morfologic și foarte importante pentru dinamica globului (de exemplu, Fosa Tuscarora din fața Japoniei, Fosa Sondelor în Oceanul Indian, Fosele Aleutinelor și Kurilelor etc.). În marginea externă a fosei s-a observat un bombament față de adâncimea oceanică obișnuită (Fig. 49 B). Această ridicare este jalonată de falii, ce fac trecerea între câmpia abisală (A) și domeniul hadal propriu-zis al fosei (C). În zona de bombament s-au depus bazalte tholeiitice mai tinere decât în restul crustei oceanice. Căderea spre domeniul hadal se face în trepte cu sărituri de peste 100 m, marcate de fracturi și falii. Patul fosei este o câmpie ultra-abisală, de peste 6 000 m adâncime, denumită hadal, cu un canal central orizontal, cu sedimente netulburate de procese de cutare. Pe fundul dinspre taluzul continental (E) faliat, apar terase extinse, ce acționează ca bazine capcană pentru sedimente (D). Unele zone hadale sunt colmatate de sedimente, altele sunt aproape circulare (Yap, Talau și Palau, din vestul Oceanului Pacific). Alte fose, fiind departe de surse de sedimente, prezintă adâncimi foarte mari ale domeniilor hadale, exagerate, ca de exemplu Fosa Marianelor cu adâncimi de 11.034 m (vasul „Viteaz") sau 11.524 m (vasul „Cook").

Scanned with OKEN Scanner

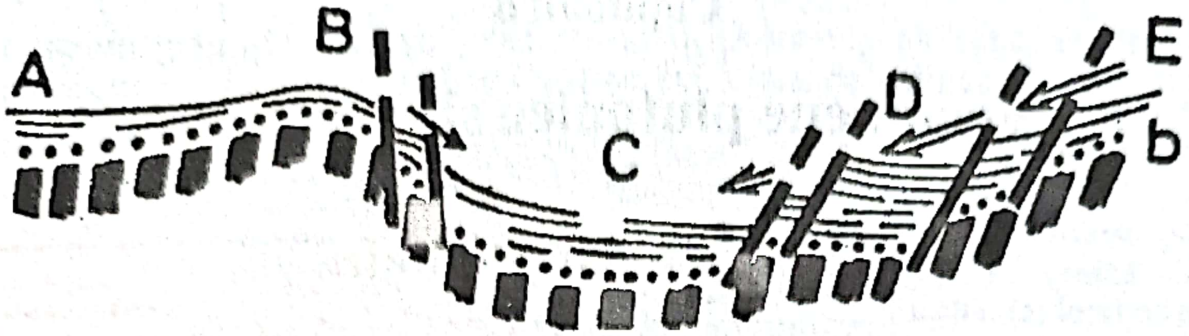


Fig. 49. Secţiune transversală schematică printr-o fosă oceanică. A - câmpie abisală ; B - ridicarea marginală externă a fosei ; C - domeniul hadal propriu-zis al fosei cu un canal central sau neaxial ; D – terase structurale sau platouri „capcană" pentru sedimente terigene ; E – baza taluzului continental ; b - fundamentul acustic (format din bazalte în zonele A - D). Aport de sedimente terigene (săgeţi duble) sau abisale (săgeţi simple) (după V. Lăzărescu, 1986).

Se consideră că fosele reprezintă intersecţia între planul Benioff şi fundul oceanului, reprezentând efectele de distensiune, pe spinarea bombată a plăcii de subducţie în acord cu caracterul lor structural de „rift". Geologic, fosele pot reprezenta pregeosinclinale, adică depresiuni oceanice menite să fie umplute cu sedimente, ce vor fi ulterior metamorfozate şi transformate.

Scanned with OKEN Scanner

Scanned with OKEN Scanner

Capitolul 6

Fenomene plutonice şi vulcanice

6.1. Fenomene plutonice

Fenomenele plutonice sunt cele care au loc în interiorul scoarţei şi în urma cărora iau naştere rocile plutonice. Împreună cu fenomenele vulcanice (de suprafaţă), acestea alcătuiesc fenomenele magmatice, care se produc în condiţii de temperatură ridicată şi sub acţiunea presiunilor şi a substanţelor generate de magmă, care, la rândul ei, influenţează rocile învecinate.

Magma este o topitură naturală, fierbinte, de silicaţi, în care sunt dizolvate substanţe volatile (gaze) şi care rămâne în stare topită, în interiorul Pământului, atâta timp cât condiţiile de temperatură şi presiune rămân constante. În afara acestor condiţii, magma se răceşte şi se consolidează.

6.1.1. Geneza magmei

1. Cea mai veche ipoteză consideră că magma reprezintă un rest incandescent al materiei solare iniţiale. Această ipoteză nu poate fi admisă dacă se abordează geneza la „rece" a Pământului, prin aglomerarea materiei interstelare. Astfel, magma ar lua naştere din topirea rocilor cristaline de adâncime, în urma unei încălziri de convecţie, în manta sau în scoarţă, unde au luat naştere magme bazaltice sau granitice. Indiferent de ideea acceptată, încă din 1962 era admisă, pe baza argumentelor seismice (R. Rittman), existenţa unei pături bazaltice în fuziune (pentru prima oară propusă de R.A. Daly, 1935), în astenosferă, argumentată şi prin prisma teoriei tectonicii globale.

2. O altă ipoteză se referă la existenţa unei magme primare şi a diferenţierii sale într-un mare număr de roci ce se înrudesc din punct de vedere geochimic. În cadrul acestei ipoteze, apar şi alte păreri (Brogger, 1890; Iddings, 1892) care susţin că trebuie distinse două serii de magme primare: alcaline şi subalcaline (calco-alcaline). Aceste magme primare au fost denumite de W.O. Kennedy (1933) seria tholeiitică (subalcalină) şi seria bazalt-olivinică (alcalină). După acest autor, sub continente există la baza crustei două pături distincte, una inferioară bazalt-olivinică şi una superioară tholeiitică, fiecare producând magme corespunzătoare (Fig. 50a). Rocile

intruzive granitice au fost considerate de Kennedy ca fiind generate de topirea parţială a rocilor sialice (vezi sensul actual de palingeneză)

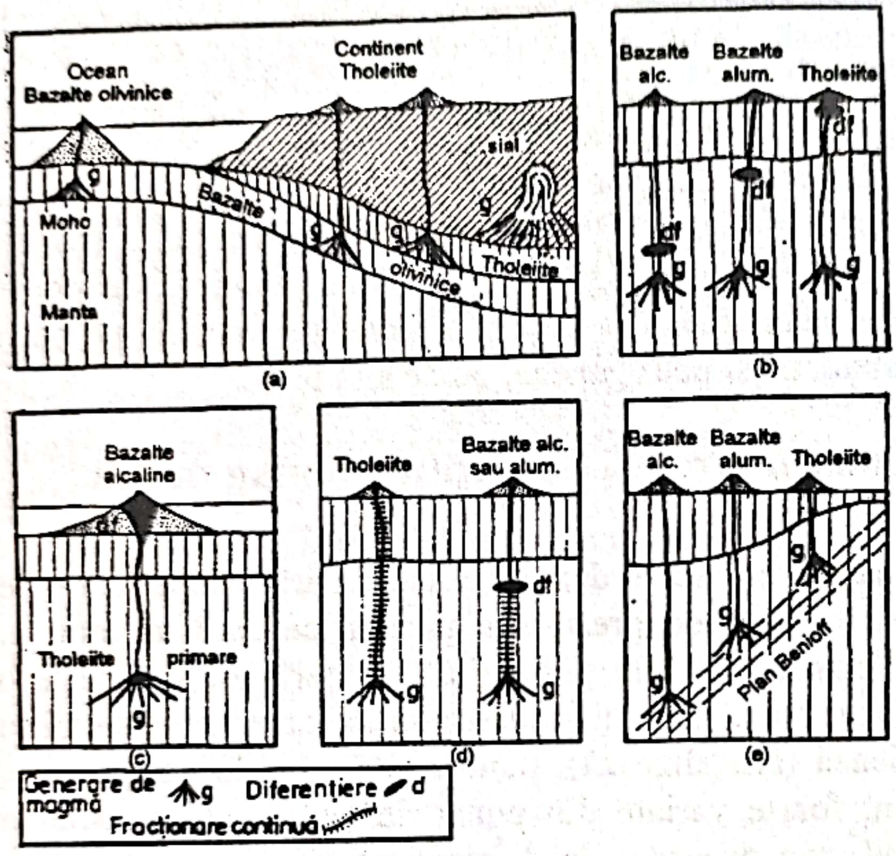


Fig. 50. Diverse ipoteze pentru geneza magmelor. (a) locul de generare a magmelor se află la diferite adâncimi conform ipotezei lui Kennedy; (b) Magma primară vine de la aceeaşi adâncime, dar suferă diferenţieri la diferite adâncimi, după ipoteza lui Yodder şi Tillery; (c) După Engel, magma tholeiitică primară suferă o diferenţiere doar în momentul erupţiei; (d) O'Hara crede că fracţionarea continuă sau întreruptă de o diferenţiere determină caracterul magmei; (e) Pentru Kuno caracterul magmelor depinde de adâncimea de la care provin (după Wyllie, 1971, fide Bleahu, 1983).

3. În 1950, C.E. Tilley şi H.S. Yodder admit un al treilea tip de magmă primară, magma puternic aluminoasă, şi consideră că diferitele tipuri de magme bazaltice provin din magma primară tholeiitică din mantaua superioară, în funcţie de temperatură (fig. 50b). Astfel, dacă diferenţierea are loc aproape de suprafaţă, rocile vor fi de natură tholeiitică. Dacă diferenţierea are loc în partea superioară a mantalei sau în straturile inferioare ale scoarţei, rocile vor fi de tipul celor puternic aluminoase sau alcaline.

4. Există şi alte ipoteze care susţin aceeaşi idee a unei singure magme primare. De exemplu, A. E. J. Engel consideră că magma tholeiitică suferă diferenţieri şi transformări doar în partea superioară a scoarţei, în timpul erupţiei (fig. 50c). W.J. O'Hara presupune însă că magma tholeiitică rezultă dintr-o fracţiune continuă a topiturii de peridotit din manta, iar celelalte

două topituri provin dintr-o fracţiune parţială cu diferenţiere în manta (fig. 50d).

5. Ipoteza lui H. Kuno este legată de problemele tectonicii globalele. Cele trei tipuri de magme bazaltice (bazalte alcaline, bazalte aluminoase şi tholeiite) au luat naştere în funcţie de adâncimea la care se subduce o placă sub alta şi de procesele şi presiunea existentă la locul lor de origine. Argumentele aduse în 1959 de Kuno sunt furnizate de magmatismul insulelor japoneze (Fig. 50e). Din figura 50a se poate observa că, în lavele emise de vulcanii cuaternari, magmele alcalibazice sunt cantonate în domeniul oceanic iar cele tholeiitice în domeniul continental. Dacă se urmăreşte distribuţia hipocentrelor (Fig. 50e) pe planul Benioff, se poate observa o corelare între adâncimea acestora şi tipurile de magmă, pe de o parte, şi procesul de subducţie şi petrogeneză, pe de altă parte.

6.1.2. Consolidarea şi diferenţierea magmatică

Magma, odată formată, tinde să se deplaseze către părţile superioare ale scoarţei terestre, fiind împinsă de presiunea gazelor pe care le conţine. Magma se deplasează prin crăpăturile şi fisurile scoarţei unde întâlneşte o rezistenţă din ce în ce mai mică, iar prin scăderea temperaturii şi presiunii se răceşte şi se consolidează (cristalizează), dând naştere rocilor magmatice. Rocile magmatice sunt foarte variate din punct de vedere al compoziţiei chimice, ele provenind prin procesul de diferenţiere (dezamestec) şi prin asimilare (amestec) dintr-o magmă iniţială bazică.

1) Pentru înţelegerea procesului de consolidare a magmelor prin răcire, s-au făcut unele experienţe de laborator, pentru a reproduce procesul de consolidare din natură şi pentru a urmări procesul de cristalizare a magmelor. Astfel, de exemplu, s-a luat un piroxen – şi anume diopsidul (Di) care este silicat de calciu şi magneziu $Ca\ Mg(SiO_3)$ – şi s-a topit. Prin răcirea topiturii, ajungându-se la temperatura de 1391°C (punctul de topire al diopsidului), încep să se formeze germeni de cristale ce cresc până cristalizează întreaga masă a topiturii. Dacă se amestecă însă două minerale, de exemplu anortit (An) $Si_2O_8Al_2Ca$ şi diopsid (Di) $CaMg(SiO_3)$, care se topesc împreună, apoi se lasă să se răcească, atunci se observă că procesul de cristalizare este mai complet şi poate fi redat printr-o diagramă (Fig. 51).

În această diagramă, punctul x corespunde amestecului Di 80% şi An 20% în stare topită, punct în care începe cristalizarea diopsidului. Se observă deci, în această situaţie de amestec, o coborâre a punctului de topire

Scanned with OKEN Scanner

a diopsidului, de la 1391°C la 1350°C (t_1). Cristalizarea diopsidului continuă pe măsura scăderii temperaturii topiturii, a cărei compoziție chimică se schimbă treptat, devenind tot mai săracă în Di şi mai bogată în An. Cristalizarea diopsidului se continuă până ce temperatura ajunge la o compoziție de 58% Di şi 42% An, denumită **amestec eutectic**, ce se realizează la temperatura de 1270°C, denumită **punct eutectic**, (t_2), când începe să cristalizeze şi anortitul. Începând de la acest punct eutectic se formează simultan cristale de Di şi An, până când întreaga masă a topiturii cristalizează. Dacă în topitura inițială amestecul era altul, adică An mai mult de 58%, atunci ar fi cristalizat mai mult anortitul, până s-ar fi atins punctul eutectic, după care ar fi început să cristalizeze şi cel de-al doilea component al topiturii, diopsidul. Chimismul topiturii ar fi avut astfel o altă compoziție. Din acest exemplu se poate observa că în orice proporție de amestec al celor două minerale va cristaliza mai întâi componentul prin a cărui ieşire din soluție compoziția chimică a topiturii se deplasează către amestecul eutectic, moment când vor începe să cristalizeze simultan cele două minerale.

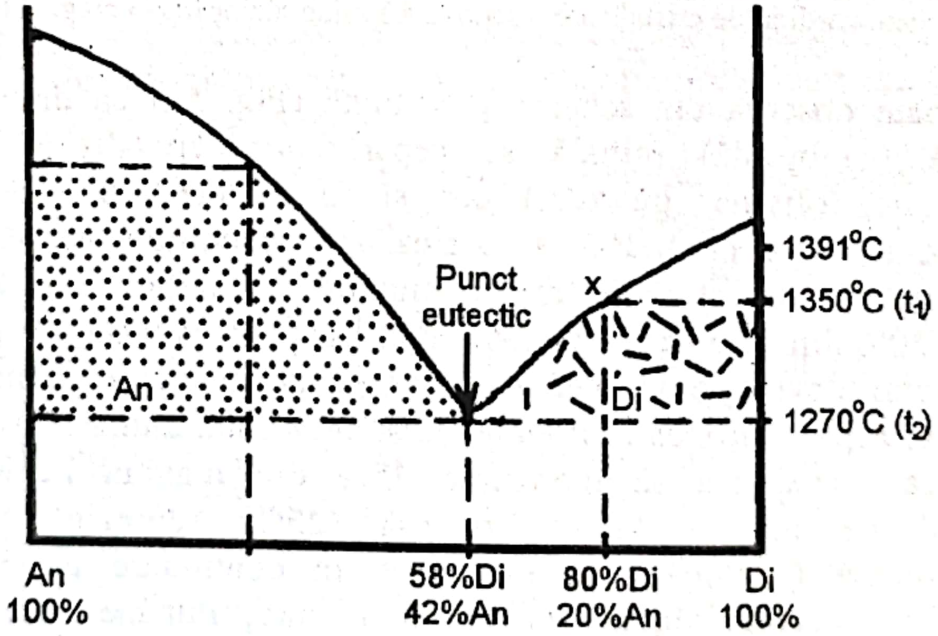


Fig. 51. Diagrama consolidării unei topituri de diopsid (Di) şi anortit (An) (după P. Jeanrenaud şi T. Simionescu, 1982).

Generalizând aceste experiențe, se pot spune următoarele:

a) Într-o topitură cu un amestec de silicați, prin răcirea acesteia nu cristalizează simultan toți componenții, ci cristalizarea este fracționată, depinzând de compoziția chimică a topiturii şi de mineralul care iese primul din topitură prin cristalizare.

Scanned with OKEN Scanner

b) În timpul răcirii, chimismul topiturii se modifică treptat prin ieşirea din soluţie a unor componenţi, până se ajunge la amestecul eutectic, când încep să cristalizeze simultan toţi componenţii topiturii. În natură, fenomenul este mult mai complicat, magmele fiind amestecuri mult mai complexe de silicaţi şi substanţe volatile. În magme se poate observa că primele minerale cristalizate nu sunt în echilibru cu topitura, din ce în ce mai săracă în elemente componente, şi atunci ele se dizolvă din nou în această topitură, iar pe baza lor se formează minerale noi. Ordinea de cristalizare fracţionată a mineralelor într-o magmă bazaltică este următoarea:

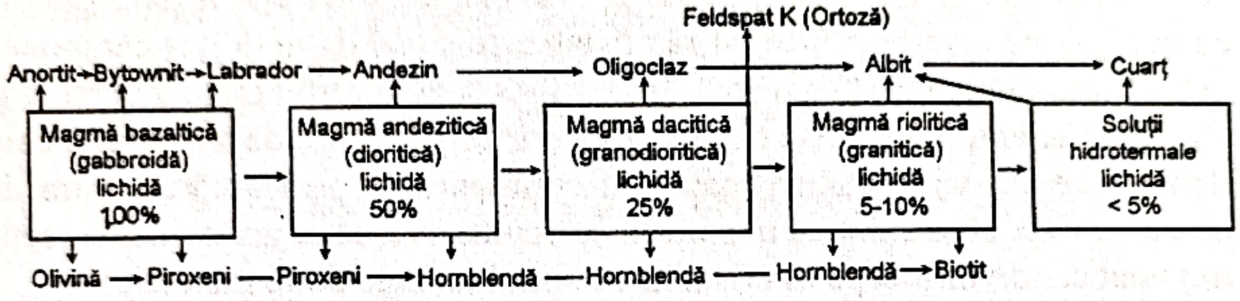


Fig. 52. Schema ordinii de cristalizare fracţionată a mineralelor într-o magmă bazaltică.

Se poate observa din schema prezentată (Fig. 52) că dintr-o magmă bazaltică (gabbroidă) iniţială se separă prin cristalizare mineralele melanocrate (olivină, piroxeni) dar şi mineralele leucocrate (anortit, bytownit, labrador etc.). Prin separarea acestor componenţi minerali din magma lichidă, aceasta îşi schimbă continuu conţinutul. Când a cristalizat aproape 50% din magma iniţială, volumul fracţiunii rămase prin schimbarea conţinutului devine o magmă dioritică (andezitică). În continuare, din aceasta se separă piroxenii, hornblenda şi andezinul, ajungându-se astfel ca fracţiunea cristalizată să reprezinte 75% din magma lichidă iniţială. Volumul de magmă lichidă rămasă (25%) reprezintă o topitură granodioritică (dacitică), din care iese în continuare prin cristalizare hornblenda, ortoza, oligoclazul. În continuare, rămâne necristalizat un volum de cca 5-10% din magma iniţială ce are caracter de magmă granitică (riolitică), acidă, din care cristalizează hornblenda, biotitul (minerale melanocrate), precum şi albitul, cuarţul şi feldspaţii potasici (minerale leucocrate). În final, rămâne o soluţie hidrotermală (lichidă) cu o proporţie de sub 5%, din care rezultă prin cristalizare cuarţul şi albitul.

2) Diferenţierea (dezamestecul) magmatică reprezintă procesul prin care dintr-o magmă omogenă iau naştere roci variate, având compoziţie chimică

Scanned with OKEN Scanner

şi mineralogică diferită. Se deosebesc mai multe căi de diferenţiere magmatică:

a) Diferenţierea prin licuaţie (dezamestec în stare lichidă). Acest proces de dezamestec se produce în magmele lichide ce conţin substanţe nemiscibile în anumite condiţii de temperatură şi presiune. De exemplu, sulfurile de fier (pirotina) fiind mai grele se separă din magma iniţială căzând pe fundul bazinului magmatic unde cristalizează formând roci diferite, faţă de cele ce iau naştere în partea superioară a bazinului magmatic.

b) Diferenţierea prin separare gravitaţională a cristalelor (fracţională). Într-o magmă bazaltică separarea prin cristalizare a mineralelor se face pe rând. Mai întâi, cristalizează olivina, cu greutate specifică mai mare, ce cade la fundul rezervorului magmatic, dând naştere unei roci olivinice, numită dunit. Magma iniţială îşi schimbă compoziţia chimică, prin ieşirea din aceasta a olivinei. În continuare, din magma rămasă cristalizează alte minerale, formându-se roci având compoziţii chimice diferite. Uneori cristalizează primele minerale uşoare, ca leucitul, dând la suprafaţa lavei o rocă ce pluteşte pe aceasta ca o spumă, bogată în leucit, numită italit (Vezuviu). Se observă deci apariţia mai multor tipuri de roci prin diferenţierea fracţionată a magmei iniţiale.

c) Diferenţierea prin filtrare se realizează atunci când bazinul magmatic în curs de cristalizare este afectat de mişcări tectonice. Astfel, primele cristale formate din topitura magmatică alcătuiesc o reţea, în ochiurile căreia se găseşte topitura reziduală. Mişcările tectonice ce afectează în acest moment bazinul magmatic pot provoca deplasarea acestui corp plutonic, iar din cauza presiunilor şi fluidităţii sale topitura din ochiurile reţelei este stoarsă şi deplasată mai repede decât reţeaua cristalizată şi solidificată. Astfel, cele două fracţiuni, solidă şi lichidă ale magmei iniţiale, vor forma roci diferite.

d) Diferenţierea prin transport de gaze (pneumatolitică). În timpul răcirii bazinului magmatic şi al cristalizării magmei iniţiale, componenţii volatili (gazele) ce erau dizolvaţi în magmă ies din soluţie, se combină cu diferite molecule de silicaţi ce părăsesc magma odată cu gazele şi pătrund în rocile înconjurătoare, generând diferiţi silicaţi. Astfel, compoziţia magmei se modifică.

3) Asimilarea (amestecul) magmei de roci diferite cu care vine în contact este un proces de naştere a unor roci diferite. Astfel, bucăţi de alte roci, în special sedimentare, ce formează acoperişul sau pereţii crăpăturilor sunt

Scanned with OKEN Scanner

rupte şi asimilate de magmă, prin dizolvare şi digerare. Acest proces duce la formare de roci având o compoziţie chimică diferită faţă de cele ce provin din magma iniţială.

4) Rezidiile magmatice reprezintă gazele sau produsele volatile ce ies din magmă prin cristalizarea mineralelor în timpul alcătuirii unui corp plutonic. Aceste produse volatile nu intră în procesul de cristalizare şi se pot îngrămădi în spaţiul din ce în ce mai mic ce rămâne în urma cristalizării aproape a întregii mase magmatice. Aceste produse reziduale pot cuprinde, în afară de gaze mineralizate, vapori de apă precum şi produse fluide. Cantitatea şi calitatea acestor produse reziduale magmatice se modifică în perioada consolidării magmei, în funcţie de temperatura şi presiunea acesteia. Se pot separa astfel cinci faze principale (fig. 53):

4.1.) Faza magmei supraîncălzite (>1200°C) se produce la temperaturi înalte (t_1) de peste 1200°C şi presiuni scăzute, când întreg bazinul magmatic conţine magmă lichidă.

4.2.) Faza lichid-magmatică (t_1-t_2) (ortomagmatică) reprezintă etapa de scădere a temperaturii (t'_1, t''_1, t_2) bazinului, în intervalul 1200-750°C când începe cristalizarea pe rând (în trepte de temperatură şi presiune) a magmei andezitice, dacitice şi riolitice. Pe măsura cristalizării magmei şi a scăderii temperaturii, presiunea în bazin creşte. La sfârşitul acestei faze magma este cristalizată în proporţie de 90%, formându-se roci magmatice. Magma rămasă în stare lichidă are o compoziţie acidă.

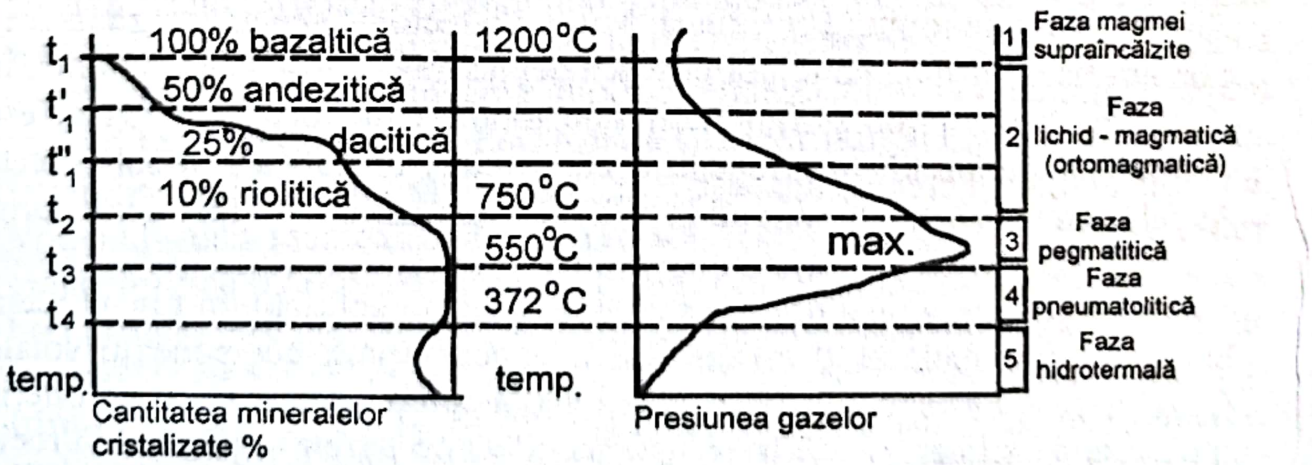


Fig. 53. Diagrama fazelor de separare a magmelor.

4.3.) Faza pegmatitică (t_2-t_3) este cuprinsă în intervalul de temperaturi de 750°-550°C, presiunea atingând valori ridicate, datorită ieşirii din soluţie a gazelor şi acumulării lor în spaţiile rămase libere. Presiunea mare din bazin

împinge această topitură reziduală fluidă printre crăpăturile şi fisurile scoarţei. Din această topitură cristalizează feldspaţii (feldspaţi potasici), micele, turmalina, cuarţul, dând naştere la filoane pegmatitice. Datorită fluidităţii mari a topiturii reziduale, cristalele pegmatitelor ating dimensiuni mari (cuarţ, mice, ortoză). Este caracteristică astfel structura pegmatitică a rocilor.

4.4.) Faza pneumatolitică (t_3-t_4) se desfăşoară în intervalul de temperaturi mai scăzute, între 550°-372°C, cu presiunea în scădere, când soluţiile reziduale sunt în stare de vapori cu un conţinut slab de silicaţi. Produsele reziduale fluide slabe şi vaporii rămaşi în cantitate mare pătrund în rocile înconjurătoare ale masivului magmatic generând fenomene de contact alochimic. La contactul dintre aceste produse pneumatolitice, mineralizante şi rocile înconjurătoare, se produc reacţii chimice de schimb, cu formare de minerale noi. Înlocuirea parţială a rocii preexistente prin fenomenul acesta de metamorfism de contact, cu formare de noi roci (skarne) şi minerale, se numeşte metasomatoză. În această situaţie rezultă o serie de minereuri ca blenda (ZnS), hematitul (Fe_2O_3).

4.5.) Faza hidrotermală (t_4), ultima într-un bazin magmatic, este caracteristică unei temperaturi scăzute, mai mici de 372°C, cu o presiune scăzută, consumată în fazele anterioare. Temperatura fiind mai mică decât punctul critic al apei (372°C), vaporii de apă ce au mai rămas în bazin trec în soluţii apoase diluate, având o compoziţie chimică calitativă complexă. Soluţia aceasta circulă prin crăpăturile şi fisurile rocilor depunând mineralele hidrotermale ca: Pb, Sn, Zn, Cu, Au, Ag etc.

Astfel, prin circulaţia magmelor către suprafaţă, în diferitele sale faze de manifestare, acestea transformă prin metamorfismul de contact rocile înconjurătoare ale masivului plutonic. Se formează astfel o aureolă de contact, în jurul plutonului, în interiorul căreia rocile sunt transformate complet. Cu cât ne îndepărtăm de corpul magmatic, cu atât influenţa metamorfismului este mai slabă şi rocile sunt mai puţin metamorfozate.

6.1.3. Roci şi corpuri plutonice

În urma fenomenelor plutonice care se produc în bazinul magmatic, sunt generate diferite tipuri de roci plutonice (magmatice) de adâncime, care se găsesc cantonate fie în bazinul magmatic, fie în scoarţă, pe traseul către suprafaţa acesteia. Rocile intruzive (abisice, de adâncime), în funcţie de compoziţia chimică, sunt bazice, neutre şi acide. Asemenea roci, născute din

Scanned with OKEN Scanner

aceleaşi magme, se întâlnesc şi pe traseul dintre bazinul magmatic către suprafaţa scoarţei (filoniene, hipoabisice) precum şi la suprafaţa scoarţei, ca rezultat al vulcanismului (efuzive, vulcanice). Astfel, rocile intruzive şi corespondentele lor efuzive, în funcţie de compoziţia chimică, sunt:

Tipuri de roci / Comp. chimică	Bazice	Neutre		Acide	
Efuzive	Bazalt	Andezit	Trahit	Dacit	Riolit
Intruzive	Gabbrou	Diorit	Sienit	Granodiorit	Granit

Rocile plutonice cu structură holocristalină grăunţoasă, complet cristalizate alcătuiesc corpii plutonici (ca forme de zăcământ).

Corpii plutonici (Foto 31), după raporturile structurale cu rocile înconjurătoare, se împart în două categorii:

- Plutoni discordanţi, ale căror limite taie discontinuu rocile şi formaţiunile sedimentare de la contact, fiind deci neconcordante cu acestea (de exemplu, batolitele, stock-urile, dyke-urile şi neck-urile).
- Plutoni concordanţi, ale căror limite sunt paralele (concordante) cu stratificaţia sau cu şistozitatea rocilor. Ca exemple menţionăm: sill-urile, lacolitele, lapolitele, lopolitele, facolitele.

1. Batolitele (figurile 44, 54) sunt corpuri intruzive de dimensiuni mari ce ocupă suprafeţe de peste 100 km^2 cu marginile abrupte, înclinate discordant. La suprafaţă au aspect de domuri, fiind dezgoliţi de eroziune, care a creat la exteriorul acestora convexităţi şi concavităţi. Majoritatea batolitelor conţin roci granitice şi granodioritice, mai ales în domeniile continentale, în zonele de soclu.

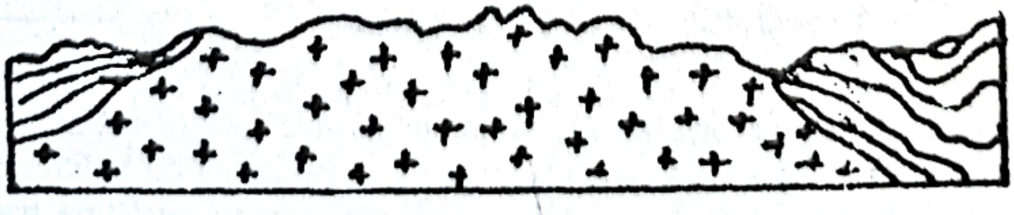


Fig. 54. Batolit.

Scanned with OKEN Scanner

Originea acestor plutoni granitici a fost explicată prin ipoteza granitizării rocilor eruptice. Prin această ipoteză se susține că granitele au luat naștere în ariile geosinclinale, unde sedimentele ajung la adâncimi mari, în timp geologic, prin subsidență. La aceste adâncimi, temperaturile și presiunile sunt ridicate, rocile inițiale sedimentare suferind puternice transformări, recristalizări, pentru ca în final să aibă loc consolidarea lor. După unii autori (Mehnest, 1968) granitele pot lua naștere pe trei căi:

a) Prin răcirea și consolidarea unei magme preexistente, când se formează granitele magmatice.

b) Prin granitizarea unor roci preexistente, în urma acțiunii unor componenți mobili, când iau naștere granitele metasomatice. Componenții mobili sunt soluțiile fluide de SiO_2 și silicații de Na și K rezultați în urma dizolvării în apa de constituție, cedată de unele minerale (biotitul, de exemplu), în condiții de presiune și temperatură ridicate. Aceste soluții, circulând către suprafață prin spațiile intergranulare, produc o îmbogățire a rocilor în aceste minerale, fenomen denumit granitizare metasomatică.

Unii cercetători scandinavi și francezi nu admit această cale de granitizare ca urmare a circulației soluțiilor fluide. Ei emit ipoteza „granitizării uscate" ce constă în formarea granitelor prin procese de metasomatism a rocilor preexistente datorită unui flux ascendent de ioni de K^+, Na^+, Al^{3+}, Si^{4+} și a unui flux descendent al ionilor grei de Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mg^{2+}, Ca^{2+}. Această migrare a ionilor din unele minerale se desfășoară în condiții de temperatură și presiune ridicate.

c) În cazul că procesele magmatice sunt mai accentuate, cu temperaturi și presiuni mai mari, se produce topirea parțială a mineralelor leucocrate. Topiturile de silicați bogate în apă ce iau naștere pătrund sub formă de filoane ramificate prin crăpăturile rocilor sedimentare asemănător unui metamorfism de injecție, formându-se roci denumite migmatite, la care alternează zonele de culoare închisă cu cele de culoare deschisă (acide).

d) La o topire mai accentuată a rocilor, pe lângă mineralele leucocrate se topesc într-o oarecare proporție și mineralele melanocrate, dând naștere unei magme palingene (nou născute) care, prin consolidare în părțile superioare ale scoarței, dă naștere la granite palingene sau granite anatectice (formate prin anatexie). Palingeneza este un metamorfism la adâncimi mari al rocilor magmatice și sedimentare, sub influența temperaturii, iar anatexia reprezintă transformarea rocilor din zonele adânci ale scoarței, în mase compacte de gresie și granit. În susținerea ipotezei formării granitelor prin granitizarea rocilor sedimentare preexistente apare și faptul că unele masive granitice nu

Scanned with OKEN Scanner

au contururi precis delimitate, tranşante, ci se observă o trecere gradată spre şisturile cristaline înconjurătoare.

2) Stock-urile sunt corpuri intruzive mai mici decât batolitele, cu suprafeţe în jur de 100 km^2.

3) Dyke-urile (scot. *dyke* = amer. *dike* = irland. *dyk*) sunt corpuri lamelare intruzive sau tabulare generate de injectarea magmei prin crăpăturile largi ale scoarţei, precum şi prin înlocuirea metasomatică a rocilor din pereţii crăpăturilor. Unele dyke-uri sunt legate de corpuri plutonice mari (batolite) (Fig. 44, Foto 31). Dyke-urile, după poziţia lor în spaţiu, pot fi verticale (Fig. 55), orizontale şi oblice. După aspectul lor în plan şi în secţiune, dyke-urile pot fi: paralele, radiare, în con sau circulare. Un dyke, după eroziunea rocilor pe care le străpunge, rămâne în relief ca un zid (Fig. 55a) sau se poate crea un şanţ pe traseul lui, dacă rocile înconjurătoare sunt mai rezistente (Fig. 55c). Un exemplu este marele dyke din Rhodezia (Zimbabve) ce are o lungime de 500 km şi o lăţime de 5-12 km. În Carpaţii Orientali este dyke-ul porfiroidului de Pietrosu ce are o lungime de peste 40 km.

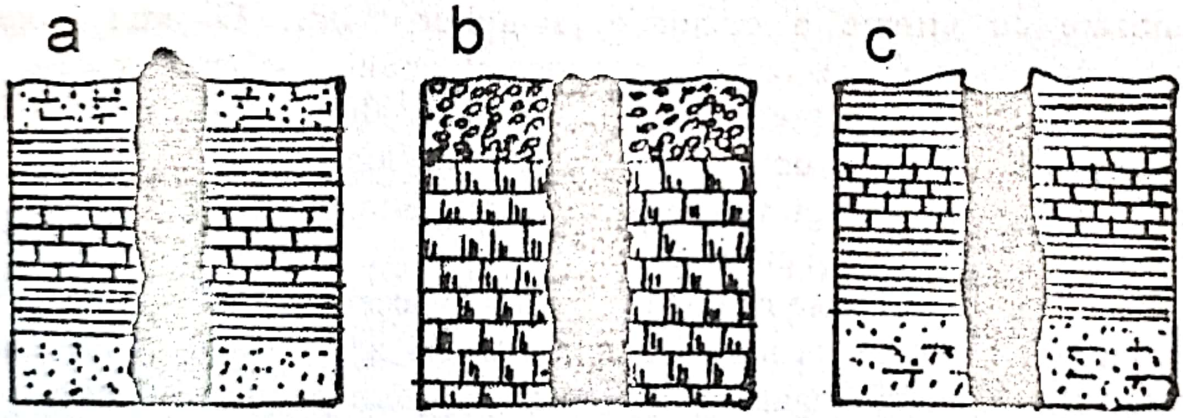


Fig. 55. Dyke-uri verticale (după P. Jeanrenaud şi T. Simionescu, 1982).

4) Neck-urile. Aceste corpuri plutonice reprezintă umplutura consolidată a magmei în canalele de ascensiune a coşurilor vulcanice. Prin erodarea coşului vulcanic, această umplutură rămâne în relief ca un stâlp de roci eruptive (Fig. 44). Ca exemple de astfel de corpuri sunt Turnul Diavolului din Wyoming din U.S.A. (Foto 24), precum şi numeroase neck-uri andezitice din Munţii Apuseni sau Mont St. Michel (Bretania – Franţa, Foto 26).

5) Sill-urile reprezintă intruziunile stratiforme sau filoane strat (Fig. 44). Sunt plutoni tabulari, paraleli cu stratificaţia rocilor. Între sill-uri şi păturile de lavă există următoarea deosebire: sill-urile sunt mai noi decât stratele de

Scanned with OKEN Scanner

dedesubt cât şi faţă de cele de deasupra, iar păturile de lavă sunt mai noi decât cele dedesubt şi mai vechi faţă de cele de deasupra.

6) Lacolitele sunt corpuri intruzive cu aspect de lentilă plan-convexă sau biconvexă de kilometri sau zeci de kilometri pătraţi. Nereuşind să străpungă rocile de deasupra, acesta le bombează sub formă de cupolă (Fig. 44). Dacă rocile, prin îndoire, se fisurează, magma din lacolit poate pătrunde prin aceste fisuri, creând o serie de apofize ale lacolitului (Fig. 58). Unul din cele mai mari lacolite este în Arizona (S.U.A.).

7) Lopolitele sunt intruziuni magmatice concordante cu structura unui bazin (Fig. 56). La lopolite stratele înclină convergent, intruziunile formându-se odată cu bazinul structural. Bazinul structural s-a format prin retragerea magmei în rezervorul magmatic.

Fig. 56. Lopolit (după P. Jeanrenaud şi T. Simionescu, 1982).

8) Facolitele sunt corpuri magmatice în formă de semilună, ce au luat naştere prin injectarea magmei în lungul planelor de stratificaţie din bolta unui anticlinal sau sinclinal (Fig. 57). Magma este intrusă pasiv, umplând golurile formate în timpul cutării prin dezlipirea stratelor.

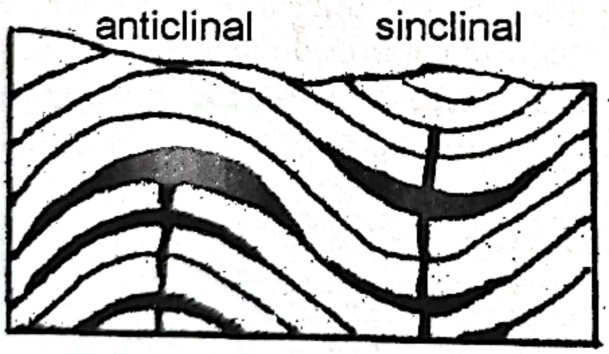


Fig. 57. Facolit (după P. Jeanrenaud şi T. Simionescu, 1982).

6.2. Fenomene vulcanice

Fenomenele vulcanice reprezintă un ansamblu de manifestări legate de erupţia lavelor şi a gazelor asociate lor, adică un transfer de energie calorică şi de substanţă din interiorul Pământului la suprafaţă.

Lava, elementul principal de care sunt legate toate celelalte manifestări vulcanice, reprezintă o topitură – formată dintr-un amestec de silicaţi în masa căreia se găsesc gaze şi vapori de topitură –, ce s-a născut în interiorul

Scanned with OKEN Scanner

Pământului şi care, prin erupţie, ajunge la suprafaţa crustei, generând roci efuzive şi materialul constitutiv pentru rocile sedimentare piroclastice.

6.2.1. Ipoteze privind formarea vetrelor vulcanice

Referitor la formarea vetrelor vulcanice şi a ridicării magmei către suprafaţa crustei, există următoarele ipoteze:

1) Injecţia forţată a magmei (H. Cloos, 1963). Potrivit acestei ipoteze, magma are tendinţa de a se ridica spre suprafaţa scoarţei şi de a pătrunde prin fisurile create până ce forţa ei de expansiune scade. Argumentele acestei ipoteze sunt înseşi forma lacolitelor şi modul lor de formare, apofizele acestora. În acest caz, magma pătrunde printr-un canal îngust, urmărind forţarea prin expansiune a zonelor de minimă rezistenţă a acesteia (Fig. 58). În contraargument se susţine cutarea rocilor datorită masei magmatice, ceea ce nu se observă.

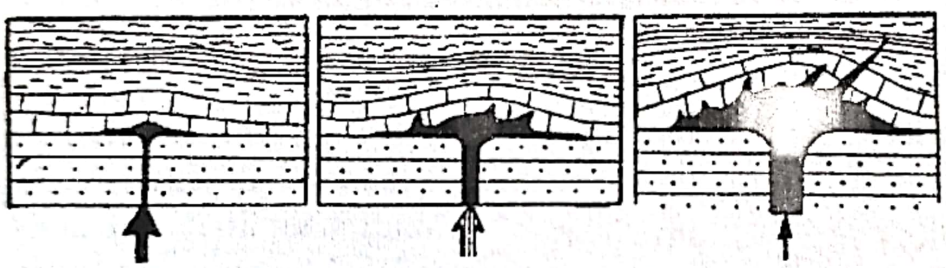


Fig. 58. Trei stadii de dezvoltare a unui proces de injecţie forţată care duce la formarea unui lacolit (după V. Lăzărescu, 1980).

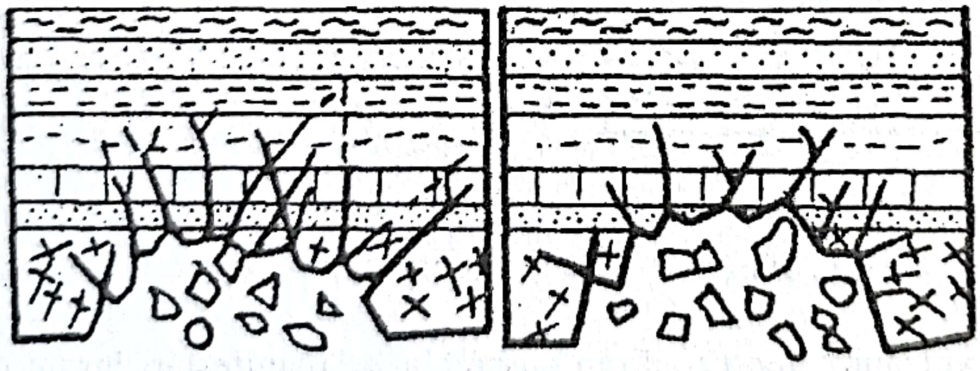


Fig. 59. Stadii de dezvoltare a unui proces de digerare magmatică cu formare de xenolite (după V. Lăzărescu, 1980).

2) Digerarea sau asimilarea magmatică (engl. *magmatic stoping*) (R. A. Daly, 1933). Această ipoteză susţine că magma, fiind foarte fierbinte, produce prin contact dilatarea şi fisurarea rocilor din acoperiş, din care cad fragmente şi blocuri în bazinul magmatic (Fig 59). Aceste blocuri, numite xenolite (grec. *piatră străină*), roci de altă natură, pot fi recunoscute în magme. Xenolitele sunt digerate parţial sau total de magmă, sunt asimilate

Scanned with OKEN Scanner

până ce magma îşi pierde din temperatură şi se solidifică. Contraargumentul ipotezei este imposibilitatea formării unor corpuri suple ca lacolitele şi sill-urile.

3) Granitizarea (înlocuirea metasomatică) (F.F. Grant, 1941). Prin această ipoteză se pune la îndoială existenţa unor magme granitice iniţiale pe continente, întrucât vulcanismul cel mai răspândit este cel bazic. Potrivit ipotezei, părţi importante ale continentelor scufundate sunt supuse fenomenului de granitizare (temperatură, presiune, mineralizatori – K, Na, Ca, Mg –, adică prin palingeneză şi anatexie). Granitizarea este considerată ca un proces de ultrametamorfism în stare solidă sau o topire parţială (palingeneză sau anatexie cu formare de migme = magme secundare, J.J. Sederholm). Contraargumentul se referă tot la imposibilitatea explicării formării corpurilor intruzive subţiri şi la caracterul tranşant al contactului unor corpuri granitice cu rocile înconjurătoare.

4) Ipoteza amplasării permisive (engl. *permissive emplecement*) (E.B. Mayo, 1941). Conform acestei ipoteze, în urma acţiunii unui cuplu orizontal de forţe tangenţiale, se nasc zone supuse întinderii, cu minimă rezistenţă a scoarţei, orientate diagonal pe direcţia de acţiune a stress-ului principal. Prin asemenea zone cu tendinţă de rupere în partea superioară a crustei se induc pasiv corpuri magmatice acide (de exemplu, batolitul granitic din Sierra Nevada - California). Acest mecanism de amplasare permisivă poate fi considerat ca general în domeniul oceanic, unde procesul de acreţie de roci bazice rezultă din tendinţa de deschidere a rifturilor, fiind însoţit şi de un consum în cadrul „covorului rulant". În domeniul granitizării se poate spune că pot interveni mai mulţi factori concomitenţi, magmele acide putând lua naştere pe mai multe căi.

În domeniul oceanic, unde vulcanismul are predominant caractere bazice, se poate adopta ipoteza amplasării permisive a corpurilor intruzive cât şi a celor vulcanice, topiturile fiind ridicate de curenţii de convecţie termică în lungul dorsalelor medio-oceanice. O a doua sursă o constituie „plume"-urile ce se ridică litodinamic (engl. *plume* = ridicare prin expansiune a unei coloane cilindrice de materie din astenosferă, ce străpunge litosfera, formând vulcani, ca de exemplu în Insulele Hawaii, din Arhipelagul Midway; Insulele Kurile, Aleutine străpung diapir litosfera oceanică în derivă pe direcţia pragurilor sau a unor creste submarine, dar aici nu este vorba de plume-uri, ci de vulcanism de pe planul Benioff a plăcii subduse, pacifice).

Scanned with OKEN Scanner

6.2.2. Energia propulsării lavelor la suprafaţă şi tipurile de erupţii vulcanice

Lavele sunt propulsate la suprafaţă datorită unei energii interioare care îşi are sursa în următoarele cauze:

a) Diferenţa de densitate dintre magma topită şi rocile înconjurătoare. Această diferenţă duce în general la erupţii neexplozive.

b) Energia de expansiune a gazelor din lavă se datorează destinderii gazelor, prin scăderea presiunii odată cu urcarea lavei către suprafaţă, care poate da naştere la erupţii însoţite de explozii.

c) Presiunea statică de zăcământ, în general de natură hidrostatică, care împinge topitura pe o fractură ce se deschide, fenomen însoţit şi de tendinţa de coborâre a acoperişului bazinului magmatic.

d) Presiunea transmisă fluidelor intracrustale de mişcările tectonice verticale sau orizontale.

În general, lavele ies la suprafaţă în zonele de minimă rezistenţă a crustei, acolo unde sunt fracturi adânci sau unde se intersectează (vezi Vulcanul Kliucevscaia), precum şi în zonele de subţiere a crustei. Sunt cunoscute astfel trei tipuri principale de erupţii vulcanice.

1) Erupţie centrală, produsă în zona de intersecţii de falii, în „T" sau în „V", sau prin perforarea formaţiunilor geologice. Se caracterizează printr-un aparat vulcanic cu un coş de alimentare, terminat frecvent cu un con vulcanic la suprafaţă (Vulcanul Kliucevskaia din Kamciatka).

2) Erupţie lineară, produsă pe traseul faliilor şi fracturilor. Structurile vulcanice care iau naştere sunt alungite, cu importante curgeri de lave, de o parte şi de alta a fracturii sau a faliei (Fig. 60). Un exemplu este linia de erupţii Laki din Islanda, care cuprinde şi cel mai important vulcan din această insulă, Hekla. După A. Rittman (1934), într-o zonă vulcanică importantă erupţiile au la început un caracter linear, apoi devin punctuale după cicatrizarea unor fracturi. Pentru ţara noastră această idee a fost dezvoltată şi aplicată de I. Atanasiu (1946) pentru explicarea erupţiilor din lanţul vulcanic Harghita - Călimani - Ţibleş - Oaş.

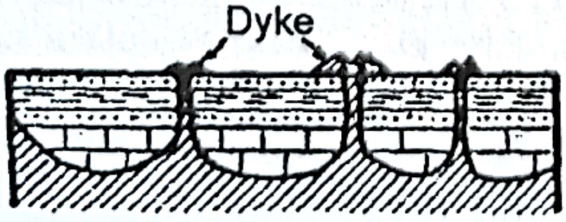


Fig. 60. Erupţie liniară străbătând roci sedimentare mai vechi, fracturate (după V. Lăzărescu, 1980).

Scanned with OKEN Scanner

3) Erupţia areală este caracteristică unor revărsări de lave pe zone largi, nu numai de-a lungul faliilor ci şi pe alte crăpături. Aceste erupţii sunt legate de scufundările unor blocuri întregi ale crustei, între fracturi, curgerile de lave generând platourile de bazalte (de exemplu, platoul Dekan - India, platoul bazaltic din Islanda).

6.2.3. Elementele unui aparat vulcanic

Conul vulcanic este format din curgeri de lavă succesive sau depozite de strate de piroclastite fine – ca de exemplu cinerite – sau din piroclastite grosiere (aglomerate de bombe, lapili), având înclinări divergente mici (5-10°) la lavele bazice şi mai mari (25-45°) pentru lave sau piroclastite acide.

Craterul reprezintă o adâncitură circulară, de forma unei pâlnii cu vârful în jos, în centrul conului, unde începe coşul vulcanic.

La lavele bazice centrul este mai larg, de altfel ca şi coşul vulcanic, care prezintă şi trepte faţă de craterul lavelor acide. La unii vulcani apar şi ***conuri adventive*** (secundare sau parazite) (Fig. 61). Un exemplu este vulcanul Etna, de aproximativ 3.000 m înălţime, care are numeroase conuri adventive pe pantele conului principal.

Coşul vulcanic (engl. *vulcanic pipe*) reprezintă calea de acces a lavelor din bazinul (cuptorul) magmatic, către suprafaţă. Frecvent, coşul vulcanic este umplut cu lavă topită sau consolidată, alteori cu brecii vulcanice („diatreme"). Prin eroziunea coşului, umplutura consolidată de lavă, mai dură, rămâne în relief, ca un stâlp ce poartă denumirea de neck. Ca exemplu, menţionăm înălţimea Ship Rock (engl., stâncă de forma unui vas) din New Mexico, unde ies în relief atât neck-ul cât şi o serie de dyke-uri radiare.

Barrancos. Pe pantele conului principal sunt săpate şanţuri de torenţii sau avalanşele uscate de cenuşă care poartă denumirea de barrancos (Fig. 61).

Dyke-uri vulcanice. Pornind radiar de la conul vulcanic, o serie de fracturi sunt umplute cu lavă ce se consolidează. După eroziunea rocilor sedimentare fracturate, lavele consolidate, rezistente la eroziune, rămân în relief sub forma unor creste longitudinale, cu aspect de ziduri, denumite dyke-uri (Fig. 61).

Cuptorul vulcanic (vatră vulcanică, bazin magmatic) este zona de topitură ce alimentează coşurile vulcanice cu lavă topită. Adâncimea acestor cuptoare este variabilă – de exemplu 50 km în regiunea Vulcanului Kliucevskaia din Kamciatka, 5 km în zona Vulcanului Vezuviu din Italia. Nu întotdeauna este posibilă existenţa unui cuptor vulcanic; lavele pot lua

Scanned with OKEN Scanner

naştere prin lichefierea treptată a unor materii plastice foarte vâscoase şi fierbinţi ce se ridică treptat pe fracturi, trecând de la presiuni mari spre zone cu presiune scăzută către suprafaţă unde se consolidează (de exemplu, corpurile suple de „granite de falii").

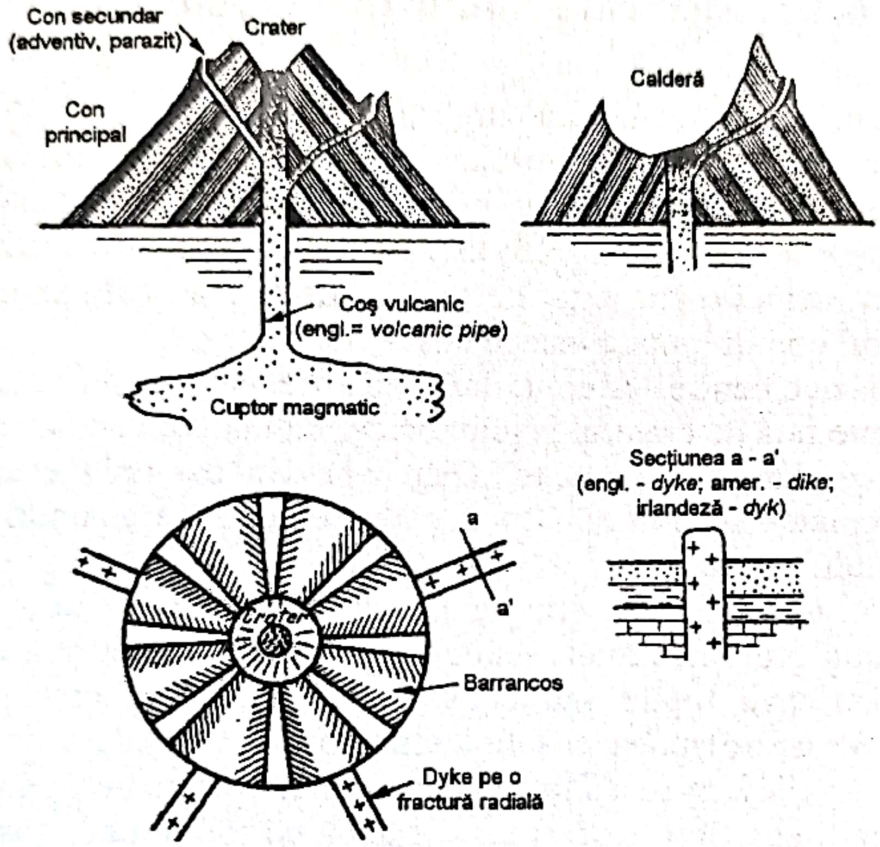


Fig. 61. Elementele unui aparat vulcanic central, în secţiune şi în plan (după V. Lăzărescu, 1980).

Calderele sunt resturi ale unor aparate vulcanice centrale, la care s-au conservat părţile marginale având aspectul unor căldări cu marginile ridicate. S-a adoptat astfel termenul spaniol caldera (termen popular folosit în sens geomorfologic în Azore). Sunt separate 3 tipuri de caldere:

- *Caldere de explozie*, formate în urma unei erupţii foarte violente ce a aruncat în aer aparatul vulcanic (de exemplu, de tip Bandai San). În mijlocul depresiunii formate, pot apărea ulterior alte cratere (cum este cazul şi la Vezuviu cu Monte di Soma şi Monte Nuovo).

- *Caldere de prăbuşire* sunt rezultatul prăbuşirii unor porţiuni din aparatul vulcanic, de formă circulară, în trepte. Tipuri de astfel de caldere

lărgite se întâlnesc la vulcanii de tip scut, ce rezultă din erupţiile bazice din Insulele Hawaii. Aici cantitatea de lavă eruptă este mare, creându-se sub crusta oceanică subţire un spaţiu mare, gol ce trebuie închis, tinzând astfel ca acoperişul să se prăbuşească după traseul unor falii gravitaţionale.

- *Caldere de eroziune*. În cazul acestor tipuri de caldere, lărgirea craterului vulcanic se face prin eroziunea întreţinută de pâraie. Asemenea caldere sunt, de exemplu, în munţii vulcanici Harghita – Gurghiu – Călimani, dintre care menţionăm în special caldera dintre vârfurile Pietrosu şi Izvoru, care a fost erodată de torenţii de la izvoarele pârâului Neagra Şarului (Fig. 62). Calderele de eroziune sunt mai numeroase, rolul factorilor externi de eroziune fiind deosebit de activ.

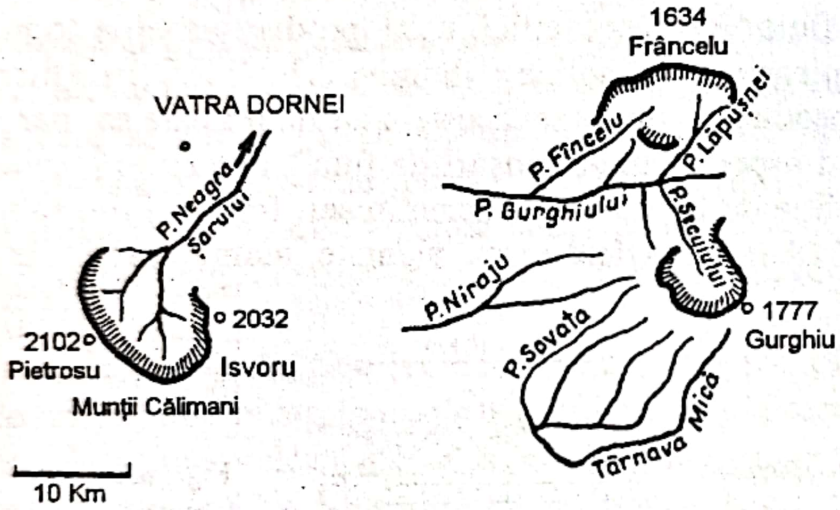


Fig. 62. Schiţa calderelor de eroziune din Munţii Călimani şi Gurghiu (după V. Lăzărescu, 1980).

6.2.4. Tipuri de manifestări vulcanice

Caracterele diferite ale manifestărilor vulcanice sunt în funcţie de aciditatea sau bazicitatea lavelor, precum şi în funcţie de temperatură şi gazele conţinute. Lavele acide sunt mai vâscoase, cu un conţinut mare de SiO_2 dar şi în tectosilicaţi (gupări de $(SiO_4)^{4-}$ asociate în spaţiu) cu temperatură ridicată de topire. Lavele bazice sunt mai bogate în nesosilicaţi (tetraedrii izolaţi de SiO_4) şi sărace în SiO_2, sunt fluide, dau curgeri întinse şi se degazeifică uşor. În opoziţie cu erupţiile liniştite ale lavelor bazice, erupţiile lavelor acide sunt explozive, cu produse solide, cenuşă vulcanică. În consecinţă, ţinând cont de elementele menţionate mai sus, se deosebesc următoarele tipuri de manifestări vulcanice:

Scanned with OKEN Scanner

1) Tipul hawaiian este de tip oceanic cu lave bazice fluide, cu revărsări şi curgeri de lave în cantitate mare, formând uneori cascade ce se revarsă în ocean. Conul vulcanic are pante line (5-10°), cu extindere pe o suprafaţă mare, cu înălţime absolută mare (cca 10.000 m Vulcanul Mauna Loa). Asemenea vulcani poartă denumirea de vulcani scut (engl. *shield vulcano*), având aspectul unui scut rotund. În centru se află o depresiune largă, care nu mai are aspectul unui crater, ci de calderă de prăbuşire (Fig. 63 a), cu o lărgime de 30-40 km. Exemple tipice sunt Vulcanii Mauna Loa şi Kilauea din Arhipelagul Hawaii, iar Mauna Kea este un uriaş vulcan stins. În aceeaşi insulă principală a arhipelagului, Vulcanul Hale Mau Mau are o calderă foarte largă ce are în mijloc un lac de lavă la fel ca şi în caldera Vulcanului Kilauea. Lavele, fiind fluide, se degazeifică uşor, produc jerbe de topituri incandescente fără piroclastite solide (bombe, lapilii). În timpul degazeificării lavei se produc pe suprafaţa acesteia umflături care se sparg în partea superioară, luând aspectul unor „coşuri de fum", denumite *hornitos*. De asemenea, picături fine de lavă sunt aruncate în aer, formând fire subţiri, numite „părul lui Pele" (Aa) sau având forme alungite, numite „lacrimile lui Pele" (zeitate hawaiiană a focului).

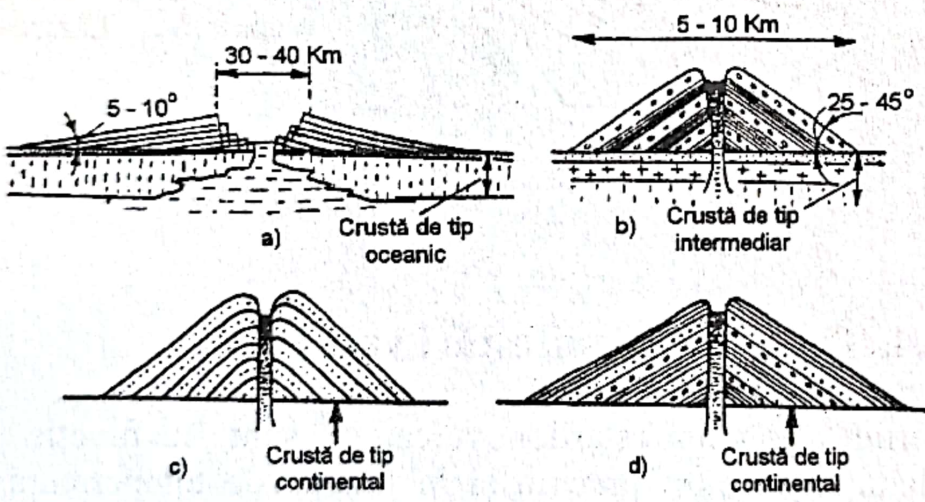


Fig. 63. Tipuri de aparate vulcanice (în secţiune verticală) generate de manifestări hawaiiene (a), stromboliene (b), volcaniene (c) sau mixte (d).

2) Tipul strombolian (Fig. 63 b) conţine lave bazice, cu erupţii foarte regulate în antichitate (o dată la două ore), fiind asemănat cu un far al Mediteranei. Denumirea acestui tip de vulcanism s-a dat după vulcanul din Insula Stromboli din Aripelagul Insulelor Lipari sau Eoliene, la nord de Sicilia. Erupţiile dau curgeri, dar şi bombe şi lapili, care formează pe pantele conului o succesiune de asemenea produse vulcanice, în mod alternativ. Pantele sunt mari (30-40°), iar crustele de lavă se sparg, se rup şi alunecă pe pantă, dând un zgomot tipic, asemănător puhoaielor de apă cu gheaţă. Craterul este de dimensiuni reduse, scoate permanent o coloană continuă de gaze incolore, emiţând uneori şi bucăţi de lavă incandescentă (Foto 23),

Scanned with OKEN Scanner

care, fiind aruncate la înălțimi mari, capătă un aspect fusiform în timpul căderii pe pământ (bombe).

*3) **Tipul vulcanian*** (Fig. 63 c) are lavă acidă sau intermediară, erupțiile fiind explozive, cu lavă ce provine dintr-o zonă adâncă de crustă continentală. Denumirea tipului de vulcanism vine de la Vulcano din Insulele Lipari (la romani, zeul focului). La sfârșitul fiecărei erupții, lava fiind vâscoasă formează un dop pe coșul vulcanic, ce este aruncat în aer de erupția următoare, când ia naștere cenușa vulcanică prin sfărâmarea masei dopului. Erupțiile sunt violente, provocând cutremure, iar coloana de gaze, de culoare cenușie, datorită cantității mari de cenușă se ridică până la 3.000-4.000 m înălțime. La această înălțime, coloana de cenușă se lățește, producând ploi de cenușă și descărcări electrice. Conul aparatului vulcanic este alcătuit din strate de cenușă ce se transformă în tufuri, cu pante abrupte pe care se produc avalanșe uscate, ce produc șanțuri de tip *barrancos*. Asemenea avalanșe se produc și în interiorul craterului, iar repetarea fenomenului face ca în partea superioară stratele de cenușă să prezinte o îndoitură spre centrul craterului, fiind o particularitate a acestui tip vulcanian.

*4) **Tipul Bandai San*** (vulcan japonez ce a erupt în 1888, după un mileniu de liniște) este puternic exploziv, cu lavă acidă, care aruncă în aer nu numai dopul coșului vulcanic, dar și partea superioară a conului. Amintim aici erupția din 1883 a Vulcanului Krakatoa, din arhipelagul cu același nume. Aceasta este cea mai puternică erupție cunoscută, care a aruncat în aer jumătatea nordică a Insulei Rakata, iar cenușa a ajuns în stratosferă. Erupția a fost auzită la 800 km distanță, a provocat un val mare ce a străbătut Oceanul Indian și Oceanul Pacific la distanță mare, iar curenții laterali au transportat cenușa până deasupra Parisului și Stokholmului. Temperatura medie a planetei a scăzut simțitor în acel an. Valul produs, fiind de origine seismică, se numește *tzunamis*. După 44 de ani de la erupție a apărut în mijlocul Arhipelagului Krakatoa o insulă de lavă vulcanică, Anak Rakata (fiul lui Rakata), cu un lac de lavă incandescentă în mijloc, reprezentând probabil un con vulcanic secundar în mijlocul calderei ce are un diametru de aproximativ 10 km.

*5) **Tipul plinian*** (fig. 63 d) este asemănător tipului Bandai San, dar după explozia bogată de cenușă urmează numeroase curgeri de lavă. Este o alternanță de tipuri vulcanice și stromboliene. Exemplul tipic este Vezuviul, denumirea fiind dată după descrierea catastrofală a Vezuviului făcută de Pliniu cel Tânăr din anul 79 e.n. Vulcanul Vezuviu are o calderă largă,

Scanned with OKEN Scanner

numită Monte Somma, în centrul căreia este vulcanul propriu-zis, Monte Nuovo, apărut în anul 1588, către care trecerea se face printr-o şa numită Attrio del Cavallo. Pantele conului sunt abrupte, alcătuite dintr-o succesiune alternantă de piroclastite solide (bombe, lapilii) şi curgeri de lave (lave scoriacee, cordate). Atrio del Cavallo este umplut cu lavă cordată şi scoriacee şi cu o cantitate mare de cenuşă. Erupţia puternică a acestui vulcan din anul 79 e.n. a aruncat în aer o cantitate mare de cenuşă, a provocat ploi puternice care au dat torenţi de noroi ce au acoperit localităţile Pompei şi Herculanum. La finele erupţiei a avut loc o revărsare de lavă. Erupţia s-a produs probabil noaptea, căci multe din trupurile pietrificate la Pompei şi Herculanum erau în poziţie culcată sau şezând. Astăzi, aceste două localităţi sunt muzee arheologice, mărturie a catastrofei Vezuviului. Vulcanul a mai erupt şi în alte perioade, de exemplu în 1932-1936, iar astăzi emite vapori de apă şi gaze toxice.

*6) **Tipul peleean*** (Montagne Pelé din Insula Martinica – Antilele Mici). Erupţia importantă a fost în 1902. Aici erupţia a început prin revărsarea lacului din vechiul crater sub forma unui şuvoi de noroi şi apă. S-a ridicat apoi din crater un „ac vulcanic" sub formă de stâlp, o extruziune solidă, până la înălţimea de 476 m deasupra muntelui. Ulterior în acest ac vulcanic au apărut crăpături din care au ieşit gaze, vapori de apă supraîncălziţi şi cenuşă (Fig. 64). Aceste gaze au format un nor gros şi dens, fierbinte, ce a distrus portul St. Pierre şi populaţia lui (nori arzători = franc. *nuées ardentes*).

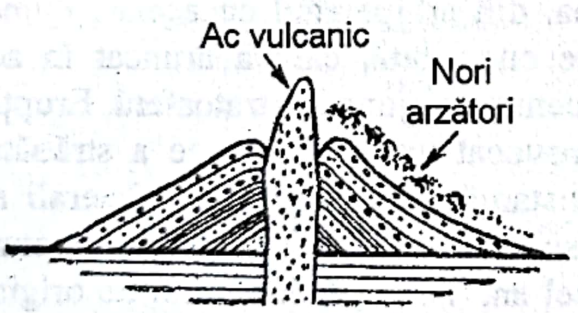


Fig. 64. Structura aparatului vulcanic de tip peleean (Montagne Pele – Martinica) (după V. Lăzărescu, 1980).

Prin acest „ac vulcanic" s-au putut explica apariţia domurilor vulcanice (puy-urile) de la nord de Masivul Central Francez, Regiunea Auvergne (Puy de Dôme) (Fig. 30). Erupţii asemănătoare s-au produs şi în Alaska (Katmai, 1912), Kamciatka (Bezumianîi, 1956) etc. Aici au luat naştere cinerite speciale cu aspect de tufuri sudate, care au explicat formarea ignimbritelor (tufuri silicifiate cu textură şistoasă) descrise în Noua Zeelandă şi în alte regiuni.

Scanned with OKEN Scanner

7) Tipul maar este caracterizat prin erupţii de gaze cu sfărâmături de roci. Structura unui astfel de tip se reduce la un coş umplut cu brecii vulcanice (neck), la suprafaţă având o depresiune circulară umplută cu un lac numit *maar* (regiunea Eifel din Germania). Asemenea vulcani se găsesc şi în nordul Angliei (zona Golfului Firth of Forth) şi în Africa de Sud (regiunea Kimberley). În regiunea Kimberley apar neck-uri umplute cu brecii vulcanice bazice gălbui, numite *yellow ground* (Fig. 65), către suprafaţă, fiind alterate şi *blue ground*, în adâncime, nealterate, unde se găsesc diamante. Exploatările miniere sunt foarte adânci (peste 3.000 m) şi au arătat că secţiunea transversală a neck-urilor diamantifere trece gradat de la una circulară la suprafaţă la forme eliptice în adâncime.

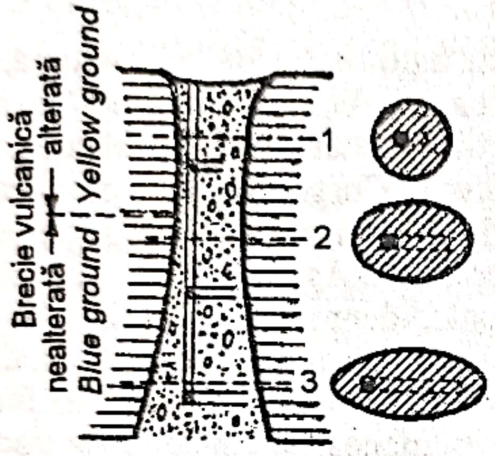


Fig. 65. Structura aparatului vulcanic de tip maar, cu brecii vulcanice de la Kimberley (după V. Lăzărescu, 1980).

6.2.5. Vulcanismul submarin

Manifestările vulcanice submarine sunt destul de frecvente, mai bogate decât pe uscat, dar sunt mai puţin cunoscute. Vulcanismul submarin are un caracter intermediar în apropierea continentului (linia andezitului - denumire veche – în Oceanul Pacific de Vest) şi în mările închise şi caracter bazic şi ultrabazic în zonele de larg şi în dorsale. Vulcanismul submarin se caracterizează printr-o mare bogăţie în cenuşă, produsă în special în erupţiile de până la 500 m adâncime. Explicaţia este dată de faptul că se produce o evaporare bruscă a apei marine, vaporii se amestecă intim cu lava ce se fragmentează fin, generând cantităţi imense de cenuşă vulcanică (A. R. Mc Birney, 1963), cum au fost cele date de erupţia Vulcanului Capelhincos din Arhipelagul Azore, din 1957. La adâncimi mai mari de 900-1700 m, în funcţie de temperatura lavelor, se realizează o egalizare a presiunii acestora şi a presiunii critice a vaporilor de apă, ce împiedică dezvoltarea manifestărilor vulcanice explozive. La aceste adâncimi mari erupţiile submarine se transformă în revărsări de lavă, ce dau curgeri care se degazeifică repede prin suprafeţe echipotenţiale de forma unor calote de sferă. Suprafaţa acestor curgeri submarine are aspect de „pillow-lava",

Scanned with OKEN Scanner

reprezentând nişte lentile rotunjite de forma unor perne (engl. *pilow* = pernă) dispuse dezordonat (Fig. 66, Foto 22).

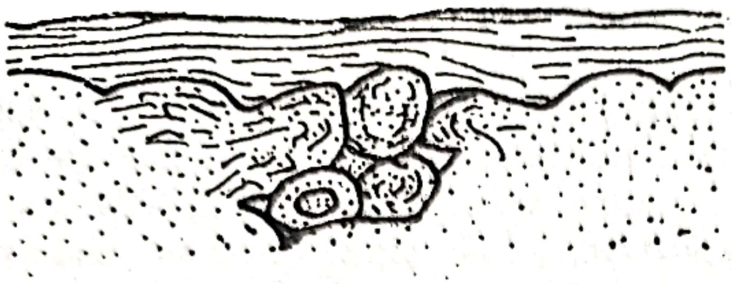


Fig. 66. Pillow-lava, în secţiune (curgere submarină) (după Ch. Longwell & R. Flint, 1963; fide V. Lăzărescu, 1980).

La noi, asemenea curgeri submarine, cu aglomerări de pillow-lava, se întâlnesc în masivul Niculiţel (Mănăstirea Cocoşu), unde roci bazice (melafire şi diabaze) de vârstă triasică sunt dispuse alternant cu calcare tipic marine (la fel în cariera Revărsarea-Isaccea). Curgerile submarine intră repede în alterare chimică datorită agresivităţii apei marine, dar şi datorită chimismului activ al lavelor în curs de consolidare. Astfel, sticlele vulcanice bazice se transformă într-un tuf vitro-clastic, denumit palagonit. La fel, lavele răcite de pe fundurile adânci se acoperă cu argilă roşie abisală, se formează diatomite marine şi radiolarite, pe baza dezvoltării explozive a florei şi faunei microscopice silicioase. De asemenea, se constituie şi noduli de oxizi de mangan, cu sâmbure de sticlă bazaltică. Uneori conurile submarine ale vulcanilor înalţi sunt retezate prin eroziunea foarte activă a curenţilor formând vulcani de tip guyot pe care se dezvoltă recifi, formând insule sau atoli (Fig. 47). Uneori, vulcanii submarini ies peste suprafaţa apei, formând insule vulcanice (Insulele Hawaii, Azore ş. a.).

6.2.6. Produse vulcanice

6.2.6.1. Produse gazoase

Gazele eliminate de vulcani în timpul erupţiei ating temperaturi până la 1.360°C, având o compoziţie chimică complexă. Pe măsura depăşirii fazei de paroxism a erupţiei vulcanice, temperatura gazelor scade şi compoziţia chimică se simplifică. În final, compoziţia gazelor este alcătuită aproape exclusiv din CO_2.

a) Fumarolele uscate (lat. *fummus* = fum) sunt lipsite de apă, temperatura lor depăşind 374°C (temperatura critică a apei). Acestea conţin: azot (N), oxid de carbon (CO), hidrogen (H), metan (CH_4), vapori de clorură de sodiu (NaCl) şi clorură de potasiu (KCl), oxid de cupru (CuO). Conţinutul chimic al acestor fumarole formează, prin sublimare, pe

marginea craterului sau la suprafaţa bombelor aruncate, eflorescenţe de sare gemă (NaCl), silvină (KCl) şi tenorit (CuO).

b) Fumarolele acide sunt emanaţii de gaze ce cuprind hidrogen sulfurat (H_2S), bioxid de sulf (SO_2), bioxid de carbon (CO_2), vapori de apă. Temperatura acestor fumarole este apropiată de temperatura critică a apei. Aceste fumarole acide dau eflorescenţe de cloruri de fier ($FeCl_2$, $FeCl_3$), de cupru ($CuCl_2$), de culori deschise, vii (verde, albastru, roşcat), sau eflorescenţe de fier oligist (Fe_2O_3).

c) Fumarolele alcaline conţin clorură de amoniu (NH_4Cl), hidrat de amoniu (NH_4OH), amoniac (NH_4), vapori de apă şi bioxid de carbon. Clorura de amoniu apare sub forma pulberilor sublimate. Temperatura acestor fumarole este de 400-100^{0}C. Astăzi se cunoaşte o activitate fumaroliană legată de Vulcanii Demavent şi Taftan din Iran, cu activitate începută încă din Eocenul superior. Fumarole submarine s-au semnalat în prezent în Golful Levante, unde se află Insula Vulcano. Aceste emanaţii dau concentraţii de marcasită şi pirită.

d) Solfatarele (după lacul de sulf numit la Solfatara, de lângă Pozzuolli din Italia). Sunt emanaţii în special de bioxid de sulf (SO_2), acid sulfuros sub formă de vapori (H_2SO_3) şi acid sulfuric (H_2SO_4), ultimul mai stabil. Se adaugă vapori de apă şi concentraţii de sulf (La Soufière în Guadelupa şi Coppiapo la graniţa dintre Chile şi Bolivia), de realgar (As_2S_3) şi auripigment. La noi în ţară, urme ale activităţii solfatariene se manifestă la Gura Haitii (concentraţii de sulf), Siriu (valea Buzăului – manifestări sulfuroase), depozitele miocene ale Subcarpaţilor (concentraţii de sferosiderite şi celestine).

e) Mofetele sunt emanaţii de bioxid de carbon (CO_2 cu temperatura sub 40°C), ce continuă şi după încetarea propriu-zisă a activităţii vulcanice. La noi în ţară, în zona Tuşnad sunt astfel de emanaţii în peşteri mici (Puturosul). Destul de frecvent se amestecă cu apa subterană, înainte de a ajunge la suprafaţă, dând apele carbogazoase, cu mare răspândire în România (Borsec, Malnaş, Biborteni etc.). Emanaţiile mofetice de la noi din ţară se datorează lanţului vulcanic Harghita - Gurghiu - Călimani - Ţibleş şi se extind mult şi în afara lanţului vulcanic.

6.2.6.2. Produse lichide

Sunt reprezentate prin lavele vâscoase sau fluide, după cum sunt acide sau bazice.

Scanned with OKEN Scanner

a) Lavele vâscoase, acide, au diferite aspecte ca lave cordate (franc. *corde* = frânghie, engl. *ropy lava*), având forme de frânghii răsucite; lave scoriacee (scorii), cu goluri, datorită expulzării gazelor. De exemplu, piatra ponce (*spumă de mare*, fr. *pierre ponce*, engl. *pumice*), formată dintr-o astfel de lavă, are aspect vacuolar şi pluteşte la suprafaţa apei. Alte lave sunt lucioase, sticloase, iar când răcirea se face brusc rezultă roci cu aspect de smoală. De exemplu, obsidianul (de culoare neagră), pechsteinul (verzui roşcat) sunt sticle vulcanice cu aspect unsuros, cu luciu sticlos, uşoare, produse în condiţii subacvatice (prin încălzire expandează, mărindu-şi volumul).

b) Lavele fluide sunt bazice, dând curgeri întinse. Multe din lavele bazice au aspect de scorii, având proprietatea de a se degazeifica uşor. Lavele scoriacee, prin îngrămădire pot da blocuri de lave (engl. *block lava*). Se pot prezenta şi sub formă de lave cordate, netede, înainte de a se degazeifica (lava *pahoehoe*, denumire hawaiiană; *pahoéhoé* în franceză) (Foto 21). Lavele bazice pot da separaţiuni de coloane hexagonale, verticale, cu aspect de tuburi de orgă (de exemplu, Vf. Laperrine, din masivul Hoggor, Detunatele din Munţii Apuseni, Foto 25). Lavele bazice apar sub formă de platouri (Podişul Dekkan, din India), la marginea cărora pot apărea trepte, termenul utilizat pentru astfel de formaţiuni fiind de *trappe* (termen bur - *afrikaans*). În cazul erupţiilor submarine, formele de *pillows* sunt caracteristice lavelor bazice. Sunt cazuri când aceste *pillow-lava* se formează sub cuvertura de gheaţă, rezultând proeminenţe de vulcanite, cum sunt de exemplu cele din Islanda, numite *stapi*.

6.2.6.3. Produse solide

a) Blocuri vulcanice - bucăţi de lavă rupte din rocile înconjurătoare din pereţii coşului. Sunt de dimensiuni ce depăşesc 10-15 cm.

b) Bombele sunt bucăţi de lavă aruncate în aer, care în cădere au aspecte fusiforme.

c) Lapilii (lat. *Lapis*, piatră) - bucăţi mici, ca pietricelele de lavă consolidată.

d) Nisipul vulcanic reprezintă o aglomerare de granule vulcanice de dimensiuni psamitice.

e) Cenuşa vulcanică reprezintă un material pulverulent fin, ce poate pluti în aer timp mai îndelungat şi este eliminată de obicei înaintea erupţiilor.

Acumularea acestor produse vulcanice solide în apă sau subaerian formează depozite denumite *tephra* sau *ejecta* când nu sunt consolidate sau

Scanned with OKEN Scanner

piroclastite atunci când în majoritatea cazurilor sunt litificate. Formaţiunile ce iau naştere printr-un amestec de produse vulcanice de mărimi diferite poartă în general numele de aglomerate vulcanice.

Cenuşile, prin consolidare, eventual cu participarea lapililor, formează tufurile vulcanice. Ele poartă denumiri diferite, după tipul rocii (tufuri riolitice, tufuri dacitice, tufuri andezitice etc.) sau locale (tuful de Hădăreni, tuful de Dej etc.).

6.2.7. Fenomene postvulcanice

După încetarea fenomenelor propriu-zis vulcanice, fenomenele ce provin din acest vulcanism activ, continuă sub forma unor manifestări diferite:

a) Mofetele sunt emisiuni gazoase de CO_2; au fost tratate la produsele gazoase.

b) Soffionii sunt ejectări de vapori de apă supraîncălziţi, semnalate în regiunea Toscana din Italia, în jurul localităţilor Sarderella şi Voltera. Au temperatură în jur de 200°C şi ies pe fracturi. Sunt utilizaţi la termocentrale pentru încălzire şi pentru energie electrică. Soffionii, după ce se lichefiază şi cad pe pământ, se adună în depresiuni denumite *lagoni* unde precipită sassolinul (BO_3H_3 - acidul boric) şi boraxul ($Na_2B_4O_7 \cdot 10\ H_2O$)

c) Geyserele (Geyser, după numele lor islandez) sunt izvoare termale cu temperatură de 100°C. Aceste izvoare apar în zone vulcanice, pe fracturi, prin colectarea apelor meteorice şi a apelor subterane supraîncălzite. Geyserele funcţionează pe principiul sifonului termic, când apar şi vaporii din partea inferioară a izvorului, se încălzesc la temperatura de 110-120°C. Presiunea realizată la această temperatură învinge coloana de apă rece colectată în canalul izvorului, producând erupţia. Geyserele funcţionează cu intermitenţă. Se întâlnesc în Islanda, S.U.A. (Yellowstone Park, cu geysere ca Mammouth – Foto 33, 34, Old Faithful etc.), Kamciatka, Noua Zeelandă etc. În jurul geyserelor se depune geyseritul (format din opal - SiO_2 amorf şi hidratat) şi în ele trăiesc o serie de organisme cum ar fi *Oscillatoria* (algă albastră).

d) Izvoare termale. Se găsesc în zonele vulcanice. Apa dizolvă în drumul ei săruri, mineralizându-se. Sunt frecvente la noi în ţară, în Islanda etc.

Scanned with OKEN Scanner

6.2.8. Distribuţia geologică a vulcanismului

Se observă distribuţia vulcanismului pe două mari centuri, în general la marginea uscatului:

1) **Cercul de foc al Pacificului** cu Vulcanii Kliucevskaia (Kamciatka), Fujiyama, Bandai San (Japonia), Tarravera (Noua Zeelandă), Terror, Erebus (Antarctica), Cotopaxi, Aconcagua, Chimborazzo (America de Sud), Popocatepetl, Isalco (America Centrală), Paricutin (Mexic), Lassau, St. Helen (U.S.A. - activ în 1980) şi încheind cu Katmai (Alaska).

2) **Zona alpino-himalaiană** cu Etna, Vezuviu, Vulcano (Italia de Sud), lanţul Harghita - Călimani - Oaş - Gutâi - Ţibleş (România), Vihorlat (Ukraina), Bükk Matra (Ungaria), Elbrus (Caucaz), Ormuz (Iran), Krakatoa şi Bromo (Indonezia).

3) **Aparate vulcanice** rare se găsesc în interiorul uscatului: Kilimandjaro şi Kenya (Africa de Est, regiunea marelui rift african), zonele de maar din regiunea Eifel (Germania), regiunea Firth of Forth (Anglia de Nord) ca şi în Africa de Sud, în regiunea Kimberley.

În domeniul oceanic vulcanii apar pe traseul dorsalelor medio-oceanice şi pe praguri (de exemplu, în Oceanul Atlantic: Azore, St. Paul, Sf. Elena, Ascension, Tristan da Cunha, Bouvet). În Oceanul Pacific vulcanii sunt nelegaţi de dorsalele oceanice (de exemplu, vulcanii din Insulele Hawaii - Mauna Loa, Kilauea, Hale Mau Mau). Aceştia sunt legaţi de panaşele de manta. În conformitate cu teoria tectonicii plăcilor, vulcanismul se grupează pe trei zone (Dan Rădulescu, 1976).

a) de-a lungul aliniamentelor de subducţie;

b) în lungul zonelor de expansiune (pe coamele medio-oceanice şi în lungul grabenelor de pe continente sau rifturi);

c) în zonele fierbinţi, hot-spot-uri, peste care s-au deplasat plăci oceanice sau continentale (plumm-uri).

După orientarea direcţiilor de dispunere a vulcanilor în raport cu catena muntoasă se deosebesc:

a) fracturi longitudinale, cum sunt, de exemplu, în lanţul Harghita - Călimani - Ţibleş - Vihorlat - Bükk - Matra (1200 km), cel mai lung lanţ vulcanic din Europa;

b) fracturi diagonale - corpuri vulcanice şi subvulcanice mineralizate cu Pb, Cu, Zn, Au, Ag, asociate cu andezite, dacite, ca în regiunea minieră Baia Mare;

Scanned with OKEN Scanner

c) fracturi transversale, în care sunt vulcanite precum cele din Colii Berici şi Alpii Euganei dispuşi transversal pe direcţia Alpilor Italia de Nord. La fel sunt vulcani pe vârful unghiului de rebrusment (întoarcere) dintre arcurile Aleutinelor şi Kurilelor, Vulcanul Kliucevskaia din Kamciatka.

6.2.9. Încercări de prevedere a erupţiilor vulcanice

Asemenea încercări sunt foarte numeroase, dar rezultatele sunt încă departe de prognoze precise. Încercările de prevedere a erupţiilor vulcanice sunt elemente de interdisciplinaritate, urmărindu-se în general patru direcţii: zonarea vulcanică, fenomene geochimice, fenomene geofizice, schimbări geodetice.

1) Zonarea vulcanică presupune stabilirea zonelor periculoase la fiecare vulcan, pentru curgerile de lavă sau direcţia vântului dominant, pentru erupţiile de gaze.

2) Fenomene geochimice se referă la modificarea în timp a compoziţiilor gazelor şi a apei din interiorul craterului şi în afara lui. De exemplu, raportul S/Cl când creşte de la mai puţin de 1 la 7-8 se anunţă un paroxism, la fel ca şi trecerea de la activitatea mofetică (40°C) la cea fumarolianã (374°C).

3) Fenomene geofizice se referă la creşterea temperaturilor şi a fluxului termic, scăderea rezistivităţii electrice în substratul unei regiuni, schimbări în câmpul geomagnetic sau gravitaţional local. De asemenea, urmărirea activităţii seismice locale pe fondul unei vibraţii vulcanice, ce poate fi continuă (armonică) sau episodică (spasmodică), reprezintă un element important de control vulcanologic.

4) Schimbările geodetice (topografice), reprezentate prin ridicări lente urmate de coborâri rapide, anunţă o erupţie iminentă. Aceste observaţii se fac pe aparatul vulcanic. Deplasările orizontale sunt mai greu de urmărit. Asemenea mişcări orizontale sunt mai vizibile în zona gja-urilor (crăpături lungi) din Islanda, după cum aceste rupturi se deschid sau se închid.

Toate aceste modificări preparoxismale se observă mai uşor la manifestările vulcanice puţin adânci, ca de exemplu în zona calderei vulcanice Kilauea.

În cazul vetrelor adânci şi la vulcanii continentali, toate aceste schimbări se percep mai greu sau foarte greu. De aceea prognoza unei erupţii este greu de stabilit, fiind necesară o aparatură complexă, observaţii îndelungate, computerizate şi un personal numeros şi foarte bine instruit.

Scanned with OKEN Scanner

Capitolul 7

Fenomene seismice

Fenomenele seismice reprezintă un ansamblu de procese interne referitoare la producerea, transmiterea şi efectele rezultate în urma producerii cutremurelor. Un cutremur reprezintă deci o acţiune de solicitare elastică de scurtă durată asupra crustei terestre, având cauze naturale şi care se propagă prin unde seismice cu viteze de peste 1 km/s.

7.1. Elementele principale ale unui cutremur şi determinarea lui

La un cutremur deosebim următoarele elemente:

Hipocentrul (focarul) reprezintă locul unde se naşte un cutremur, care poate fi punctiform, un plan de fractură sau un volum tridimensional de fracturi (Fig. 67). Hipocentrul este indicat prin adâncimea lui.

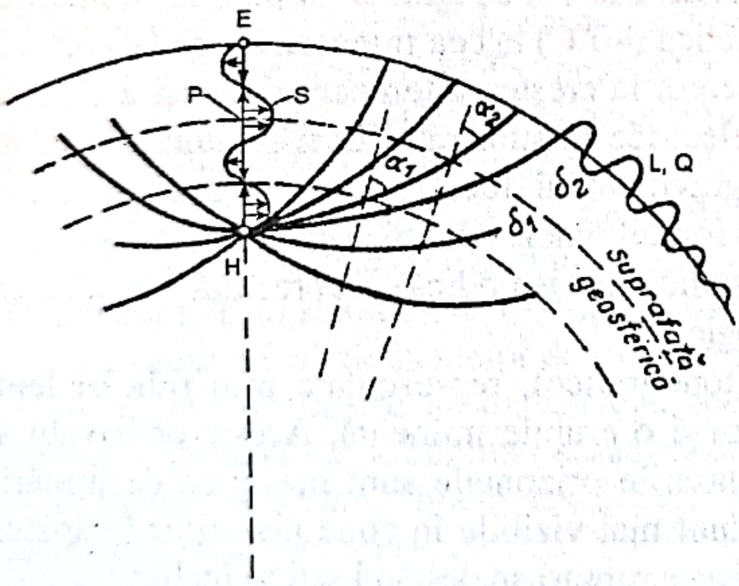


Fig. 67. Elementele unui cutremur şi transmiterea undelor seismice. E – epicentru; H – hipocentru; P – unde primae directe; S – unde secundae (transversale) directe; L, Q – unde superficiale; $\alpha_1 > \alpha_2$ – unghiuri mai apropiate de direcţia razei Pământului; $\delta_1 > \delta_2$ – densităţi ale geosferelor (după V. Lăzărescu, 1980).

Epicentrul reprezintă punctul de la suprafaţa Pământului ce se obţine prin prelungirea razei terestre ce trece prin hipocentru.

Antiepicentrul este antipodul epicentrului. Poziţia acestor puncte se stabileşte prin coordonate geografice.

Scanned with OKEN Scanner

Durata cutremurului (câteva secunde până la câteva zeci de secunde) este mai lungă decât durata de producere a seismului în hipocentru, datorită timpului necesar transmiterii şi amortizării diferitelor tipuri de unde.

Timpul la origine reprezintă momentul iniţierii cutremurului în hipocentru (stabilit în timp Grenwich).

Energia cutremurului se exprimă prin lucrul mecanic produs în focar prin procesul de fracturare sau schimbare bruscă de volum, după învingerea frecării care a generat seismul.

Cutremurul este transmis la suprafaţă prin **unde seismice**. Aceste unde pot fi: *primae, secundae* şi *superficiale*.

Undele primae (P) ajung primele la suprafaţă, au un caracter de unde longitudinale şi se propagă prin dilatări şi comprimări succesive. Viteza lor este de 4-7 km/s în crustă şi 8-8,2 km/s, imediat sub suprafaţa Moho, viteza crescând spre interiorul litosferei (Fig. 68 A).

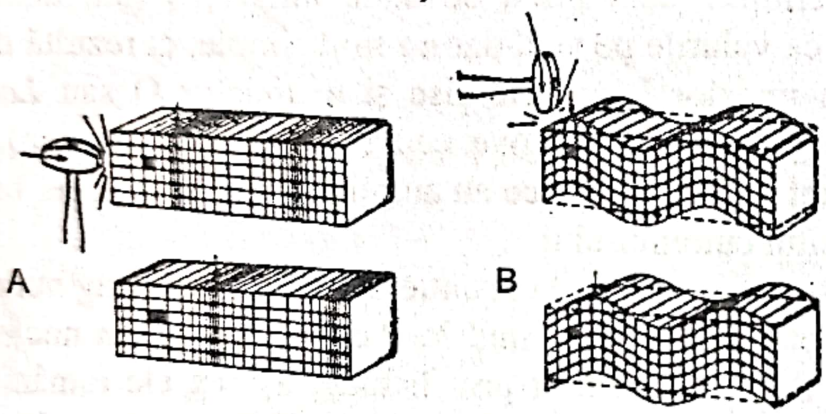


Fig. 68. Modul de transmitere a undelor primae (A) şi secundae (B).

Undele secundae (S) sunt transversale şi se propagă prin deformări perpendiculare pe direcţia lor de avansare (Fig. 68 B). Sunt asemuite cu ondulaţia unei frânghii ce este scuturată de la un capăt. Viteza lor de propagare este mai mică, de numai 2-4 km/s. În crustă ajung la observatorul de la suprafaţa Pământului după undele prime (P), de aceea se numesc unde secundae (S).

Arcuirea undelor primae şi secundae în drumul lor către suprafaţă, având concavitatea în sus şi direcţia cât mai aproape de direcţia razei terestre, se explică prin aceea că ele trec prin medii cu densitate din ce în ce mai mică şi se reflectă succesiv, apropiindu-se de normalele la suprafeţele de separaţie ale acestor medii. Undele P şi S care pleacă din hipocentru şi ating prima oară suprafaţa Pământului se reflectă înapoi, din cauza diferenţei mari de densitate dintre roci şi atmosferă. Pe măsura pătrunderii în medii din ce în ce mai dense, aceste unde se depărtează pe direcţia razei terestre, iar când unghiul de incidenţă scade sub cel limită, se produce reflexia totală a undelor ce se întorc din nou înapoi, către suprafaţă. În acest fel, undele

Scanned with OKEN Scanner

reflectate pot lua naştere de mai multe ori. Undele P şi S cresc în viteză cu puterea 1/2 a raportului rigiditate/densitate a rocilor, viteza lor creşte cu adâncimea, crescând şi rigiditatea. Astfel, în astenosferă, unde materia sublitosferică are rigiditate scăzută, viteza undelor are tendinţă de scădere.

Undele superficiale reprezintă repetarea prin reflexie a undelor P şi S, în depozitele recente din apropierea suprafeţei Pământului. Ele se propagă cu viteză mai mică, de 1-2 km/s, rigiditatea rocilor fiind mică în această zonă. Energia lor scade proporţional cu distanţa, în timp ce energia undelor P şi S scade proporţional cu pătratul distanţei. Astfel, la o depărtare mai mare de epicentru amplitudinea undelor superficiale rămâne mai mare decât a undelor P şi S, ele fiind cele ce determină efectele principale ale cutremurelor. Lungimea mare de undă, cu perioade de 10-60 s, a acestor unde superficiale a determinat denumirea de unde lungi (L) (lat. *undae longae*). Ele se transmit ca valurile pe apă, dar nu sunt simple, ci rezultă din însumarea geometrică a undelor L propriu-zise şi a undelor Q sau *Love* (după numele omului de ştiinţă A. E. H. Love, ce a sesizat acest fenomen).

Undele cauda (C) sunt undele finale, ce au amplitudine din ce în ce mai mică şi care anunţă sfârşitul cutremurului.

Uneori, cutremurele sunt înregistrate şi la antiepicentru. Aici ajung numai undele superficiale reflectate multiplu şi undele P ce au trecut prin nucleu, denumite PKP. Undele S nu se transmit prin lichide, aşa că ele rămân la discontinuitatea seismică Wieckert-Gutenberg de la 2.900 km. Zona circulară de sosire a undelor P la antiepicentru este înconjurată de o regiune zonară de umbră seismică a nucleului; datorită fenomenului de reflexie totală a undelor, pe discontinuitatea Wieckert-Gutenberg, nu mai ajung nici un fel de unde directe. Lărgimea zonei de umbră seismică a nucleului terestru este cu atât mai mare cu cât hipocentrul este mai adânc.

7.2. Determinarea epicentrului şi hipocentrului

Determinarea epicentrului se face în fiecare staţie seismică prin diferenţa de timp dintre undele P şi S. Cunoscându-se din tabele distanţele corespunzătoare acestor diferenţe, calculate în funcţie de vitezele undelor longitudinale şi transversale, în fiecare staţie, pe hartă se trasează cercuri cu raze egale cu distanţa la epicentru. Locul unde se intersectează aceste cercuri este punctul căutat. Precizia determinării este de 10 - 1 km.

Scanned with OKEN Scanner

Determinarea hipocentrului se face folosind distanţa până la epicentru (d) şi unghiul de înclinare a vectorului total al mişcării seismice la un moment dat (α). Acest unghi rezultă din compunerea indicaţiilor date de cele două seismografe (vertical şi orizontal). Formula de calcul a adâncimii focarului este dată în continuare.

Determinarea hipocentrului se face folosind distanţa până la epicentru (d) şi unghiul de înclinare a vectorului total al mişcării seismice la un moment dat (α). Acest unghi rezultă din compunerea indicaţiilor date de cele două seismografe (vertical şi orizontal). Formula de calcul a adâncimii focarului este:

$h = d\,tg\alpha$,

aşa cum reiese din figura 69.

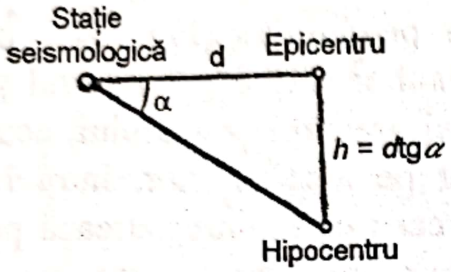


Fig. 69. Determinarea hipocentrului unui cutremur.

Determinarea hipocentrului se face cu o precizie de 20-40 km, mai scăzută ca a epicentrului. Cu datele primite de la o staţie seismică se poate face compunerea forţelor vectoriale ce compun mişcarea seismică (Fig. 70).

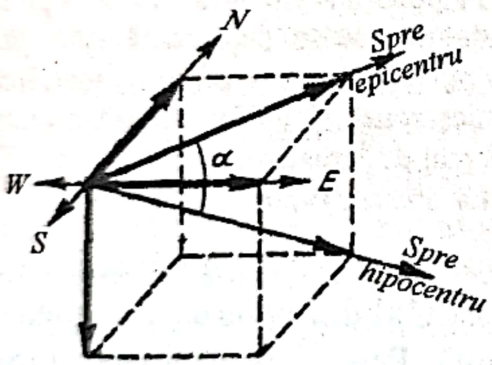


Fig. 70. Compunerea vectorilor ce reprezintă mişcarea seismică, din care se poate determina adâncimea de unde vine cutremurul.

Pentru calculul **energiei (E)** se foloseşte formula:

$$\log E = C_1 \log \frac{A}{T} + C_2$$

unde

A = amplitudinea oscilaţiilor seismice;

T = perioada mişcărilor oscilatorii;

C_1 şi C_2 = coeficienţi numerici în funcţie de litologie şi structură geologică.

Scanned with OKEN Scanner

7.3. Înregistrarea cutremurelor şi elementele geodinamice

Înregistrarea undelor seismice se face cu seismografe, accelerografe şi seismoscoape.

Seismografele înregistrează una din componentele orizontale, pe direcţia N-S sau E-V, sau componenta verticală a oscilaţiilor seismice. Un seismograf este construit dintr-un pendul cu greutate mare şi un tambur cu rotaţie uniformă, care înregistrează mişcările pendulului (Fig. 71). În momentul începerii cutremurului, odată cu terenul se mişcă şi tamburul şi punctul de sprijin al pendulului. Datorită inerţiei greutăţii pendulului, acul de înregistrare al acestuia rămâne un moment pe loc. Ulterior, intră în oscilaţie pendulul şi ceea ce se înregistrează pe seismograma tamburului este rezultanta geometrică a mişcării seismice şi pendulărilor proprii ale seismografului.

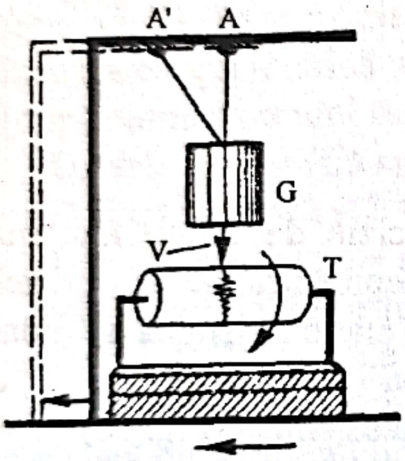


Fig. 71. Principiul funcţionării seismografelor: A – punctul de sprijin al pendulului care se deplasează la o primă mişcare seismică în punctul A'; G – piesa de metal care, prin greutatea ei, micşorează şi uniformizează oscilaţiile pendulului; V – sistemul de înregistrare pe tamburul (T) al aparatului (după V. Lăzărescu, 1980).

Aparatul se echipează cu sisteme de amortizare pentru minimalizarea şi regularizarea oscilaţiilor proprii ale pendulului, pentru a putea să înregistreze corect oscilaţiile pe seismogramă. Pentru determinarea tuturor elementelor unui cutremur o staţie seismică trebuie să aibă minimum trei seismografe: două orizontale, unul pe direcţia N-S, altul pe direcţia E-V şi unul vertical (Fig. 72 A, B).

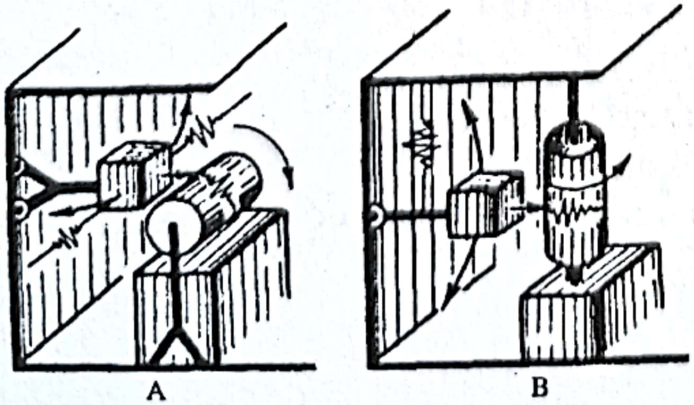


Fig. 72. Schema de funcţionare a seismografelor clasice orizontale (A) şi verticale (B). Fiecare din ele posedă câte un pendul prevăzut cu sisteme de suspensie şi amortizare adaptate la o greutate mare, un ac înregistrator şi un tambur cu rotaţie uniformă cu un sistem de înregistrare automată timpului scurs pe seismogramă (după V. Lăzărescu, 1980).

Scanned with OKEN Scanner

Accelerografele sunt asemănătoare cu seismografele, cu diferența că ele înregistrează variațiile de viteză în unitatea de timp, adică accelerația mișcărilor solului produsă de un seism și nu înregistrează mișcările Pământului.

Seismoscoapele înregistrează proiecția în plan orizontal a mișcărilor în spațiu al unui punct material în timpul unui cutremur. Prin înregistrările seismoscoapelor se pune în evidență mișcarea de translație și rotație a unui punct în timpul cutremurului, care se deplasează după niște curbe (Fig. 73). Observațiile directe ale acestor mișcări sunt date de rotirea obeliscurilor statuilor după un cutremur mai important.

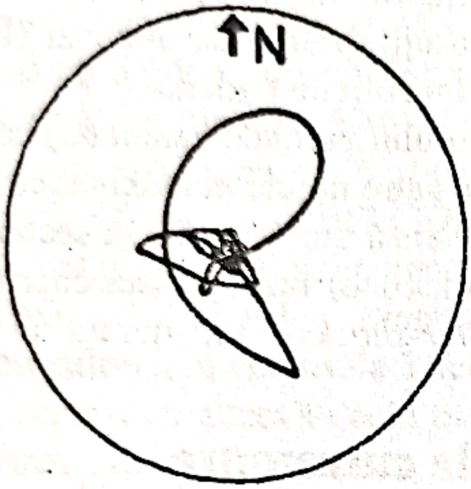


Fig. 73. Înregistrarea seismoscopică a cutremurului din 4 martie 1977 de la București. Se observă amplitudinea mai mare a mișcărilor pe direcția N-S (după V. Lăzărescu, 1980).

Pe o seismogramă, după înregistrarea unui cutremur se pot separa trei faze: precursoare (premonitoare), principală și finală (Fig. 74).

Faza premonitoare începe întotdeauna cu unde P urmate de unde S directe și apoi reflectate (P'. S', P", S" etc.). Dacă seismul are un caracter multișoc, atunci faza precursoare poate fi complicată cu înregistrarea mai multor fronturi prime de unde P. După semnul primei oscilații putem să constatăm dacă un seism este de tensiune sau de compresiune. Dacă seismul este de tensiune, după o falie normală, compartimentul superior cade, acul indicator se mișcă în sus, iar dacă devierea acului este în jos, atunci seismul a fost de compresiune, adică de ridicare a terenului. Amplitudinea redusă a înregistrărilor în faza premonitoare și durata pe diagramă arată distanța până la epicentru.

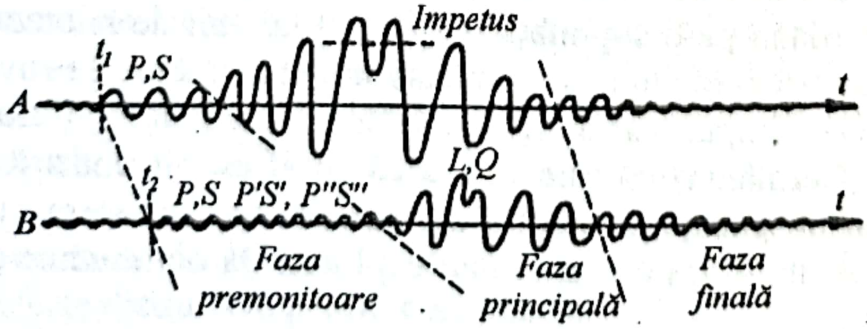


Fig. 74. Seismogramă cu înregistrarea unui cutremur apropiat (A) și a unui cutremur îndepărtat (B) (după V. Lăzărescu, 1980).

Faza principală cuprinde oscilaţiile cele mai intense ale seismului. În regiunile apropiate de epicentru ele sunt formate din unde transversale (S), iar pentru zone îndepărtate de epicentru din unde superficiale, L şi Q. Distanţa faţă de epicentru, faţă de care apar undele superficiale, este cu atât mai mare cu cât hipocentrul este mai adânc, amplitudinea lor crescând cu energia cutremurului. În anumite situaţii, pe intervale scurte de timp, oscilaţiile din faza principală au ca axă de simetrie nu linia zero, ci o linie orizontală paralelă cu această linie zero, deasupra sau dedesubtul ei (Fig. 74). Fenomenul se numeşte *impetus* şi indică un cutremur adânc.

Faza finală este faza de stingere a cutremurului cu unde cauda (C) ce se amortizează într-un interval variat de timp. La cutremurele monokinetice (cu un singur maxim) (după I. Atanasiu), această fază durează câteva secunde. La cutremurele polikinetice (cu mai multe maxime) faza aceasta cuprinde replici de reactivare secundară (engl. *after-shocks*), iar durata ei se prelugeşte mai mult.

7.4. Tipurile genetice de cutremure

Cutremurele pot avea origini diferite, unele pot fi de origine cosmică, cele mai multe au însă origine terestră, ca urmare a unor fenomene interne sau externe (prăbuşiri de stânci, fenomene carstice, explozii vulcanice, mişcări tectonice).

Cutremurele cosmice sunt rare şi sunt provocate de căderea unui meteorit uriaş, cometă sau alt corp sideral. Ele pot fi catastrofale, deoarece epicentrul corespunde cu hipocentrul, iar undele superficiale se nasc chiar în epicentru. Pot avea dimensiuni continentale, iar şocul se transmite egal în toate părţile. Un exemplu de astfel de cutremur este cel produs în Siberia, în zona Tungusk, la 30 iunie 1908. Atunci, în urma frecării cu atmosfera, un fragment de cometă a explodat cu o energie estimată a fi de două mii de ori mai mare decât cea a bombei de la Hiroshima. Suflul exploziei a doborât copacii din taigaua siberiană pe o suprafaţă de peste două mii de kilometri pătraţi, iar incendiile au ars o regiune cât jumătate din suprafaţa respectivă. Cutremurul provocat de impact a oprit trenul trans-siberian şi a fost înregistrat şi la Jena (Germania). Se presupune că acest eveniment a fost cauzat de un fragment de gheaţă, cântărind aproximativ o sută de mii de tone, care s-a vaporizat în atmosferă în timpul exploziei, la o altitudine de aproximativ 6 km.

Fenomene asemănătoare cu cel produs în Siberia, dar de proporţii mai mari au avut loc şi în preistorie. Un crater foarte cunoscut este Meteor

Scanned with OKEN Scanner

Crater din Arizona (Foto 6), lângă oraşul Winslow, unde, în urmă cu aproximativ 50.000 de ani, un meteorit de aproximativ 50 m în diametru şi cântărind mai multe sute de mii de tone a făcut un crater care are astăzi aproximativ 140 m adâncime şi un diametru de 1300 m.

De asemenea, şi în trecutul geologic al Pământului au existat ciocniri de meteoriţi giganţi cu suprafaţa terestră care au avut efecte majore şi asupra vieţii de pe întreg globul. În ultimul timp sunt aduse din ce în ce mai multe dovezi care atestă faptul că cel puţin o astfel de ciocnire a avut loc şi în urmă cu 65 de milioane de ani, la limita dintre Cretacic şi Terţiar, când au dispărut aproximativ 70% din speciile existente în acel moment, inclusiv dinozaurii. Un crater îngropat, care atestă că acest fenomen a avut loc atunci, a fost descoperit în 1978 de către **Glen Penfield**, un geofizician care în urma unor studii geomagnetice a depistat o enormă structură circulară de aproximativ 180 km diametru şi cu centrul în satul litoral **Puerto Chicxulub**, din Peninsula Yucatan, Mexic. Se pare că această structură, care nu reprezintă altceva decât un crater de impact, nu a fost singura care s-a format atunci. O structură asemănătoare, dar de 35 km diametru, a fost descoperită la Manson în Yowa şi o alta, cu un diametrude 100 km, la Popigai, în Siberia. Este posibil deci ca dinozaurii, alături de multe alte specii mezozoice să fi fost exterminaţi, în realitate, de o triplă ciocnire.

Astfel de ciocniri multiple sunt posibile. Un exemplu este impactul cometei Shoemaker–Levy cu Jupiter, în 1994, care mai întâi s-a fragmentat într-un „şirag de mărgele", cu ocazia trecerii pe lângă gigantica planetă, iar la următoarea trecere „mărgelele" au căzut, una după alta, într-o succesiune rapidă. Calculele efectuate în deceniul opt al secolului trecut au arătat că o cometă se poate sparge dacă trece prin imediata apropiere a Soarelui (sau pe lângă o planetă de talia lui Jupiter) şi că fragmentele ar putea lovi Pământul, producând mai multe cratere, toate de aceeaşi vârstă, aşa cum sunt şi cele de la sfârşitul Cretacicului.

Prăbuşirile de stânci se datorează erodării la bază a acestora în zonele montane. Energia lor este mică iar efectele locale.

Fenomene carstice se produc prin prăbuşirea tavanelor peşterilor, prin dizolvarea rocilor calcaroase. Sunt fenomene frecvente ce dau doline în zonele carstice. Se pare că dolinele sunt mai mult rezultatul dizolvării şi eroziunii pe traseul unor crăpături, decât al scufundării datorită prăbuşirii peşterilor de sub ele. Aceste cutremure sunt locale (Skoplje, 1963) şi au efecte distructive pentru construcţii.

Cutremurele vulcanice sunt asociate cu erupţiile vulcanice explozive (acide). Vulcanul Krakatoa (1883), de exemplu, a generat un cutremur mare,

Scanned with OKEN Scanner

simţit la distanţă mare. În general, cutremurele vulcanice sunt slabe, cu hipocentrul la maximum 10 km adâncime, excepţie făcând erupţia acestui vulcan (Krakatoa) ce s-a soldat cu aruncarea în aer a unei insule. Epicentrul acestor cutremure este amplasat imediat sub craterele active.

Cutremurele tectonice crustale şi subcrustale sunt cele mai importante şi cele mai distrugătoare. Ele se produc la adâncimi frecvent între 100-300 km, cele mai dese având hipocentrul la 110-170 km.

7.4.1. Elemente de clasificare a cutremurelor

Criteriile de clasificare a cutremurelor sunt multiple, cele mai importante fiind magnitudinea şi intensitatea, la care se adaugă acceleraţia mişcării şi viteza undelor, aria de macro- şi microseismicitate ş. a.

Magnitudinea reprezintă un criteriu cantitativ de clasificare ce se referă la energia unui cutremur (lat. *magnitudine* = mărime). Metoda a fost propusă în 1935 de C. F. Richter şi a fost ulterior (1947) dezvoltată împreună cu B. Gutenberg, în lucrarea *Seismicitatea Pământului.* Magnitudinea (M) a unui cutremur este proporţională cu logaritmul amplitudinii maxime (A) a mişcărilor seismice măsurate la 100 km de epicentru, plus o constantă C:

$$M = C_1 \log A + C_2$$

C_1 = caracterele de amortizare a undelor în funcţie de distanţă

C_2 = influenţa caracterelor geologice (structurale şi litologice).

Magnitudinile sunt cuprinse între 0,3 şi 8,6, această ultimă valoare fiind echivalentă unui seism cu intensitate XII, cu energie de 10^{26}-10^{27} ergi. Spectrul de energie al seismelor cunoscute este foarte larg, de 10^{10} - 10^{27} ergi, un cutremur catastrofal fiind de multe miliarde de ori mai puternic decât unul slab. Câteva cutremure cunoscute au depăşit magnitudinea de 8,6, dar nu au atins valoarea 9,0 (de exemplu, cutremurul din Chile din 1960 şi cel de la Lisabona din 1755). Mulţi specialişti consideră că seismele nu pot depăşi 10^{27}ergi, căci crusta terestră cedează la o asemenea solicitare, provocând descărcarea energiei acumulate. Alţi cercetători consideră că multe cutremure din trecut au atins magnitudini de 9,2, iar altele au fost creditate cu magnitudini prea mari (cutremurul din San Francisco din 1906), de aceea se lucrează în prezent la un nou sistem de calcul al magnitudinii (Institutul de Tehnologie din California, CALTEH).

Intensitatea cutremurului este apreciată de la zonă la zonă, în funcţie de efectele produse asupra clădirilor, părţii superficiale a crustei şi asupra stării

Scanned with OKEN Scanner

psihice a oamenilor. Intensitatea unui cutremur este clasificată pe o scară cu 12 trepte, fie după scara M.C.S. (după numele seismologilor Mercalli, Cancani, Sieberg) folosită în ţările occidentale, fie după scara M.S.K. (după numele lui Medvedeev, Spornheuer, Karnik) folosită în ţările desprinse din fosta Uniune Sovietică, având în vedere clădirile mai slabe, vechi, din cărămidă, cu cadru de beton armat. Iată în continuare gradul de distrugere şi posibilitatea de înregistrare a seismelor pentru fiecare treaptă din această scară:

- Gradul I - microcutremure înregistrate doar de seismografe.
- Gradul II - macrocutremure foarte slabe, sesizate doar de anumite persoane culcate.
- Gradele III şi IV - simţite de toate persoanele ce stau pe scaune, se produce zgomot de veselă şi mobilă, fără efecte asupra clădirilor şi terenului.
- Gradele V şi VI - se clatină lămpile, lustrele, apar fisuri la colţurile uşilor şi ferestrelor clădirilor, la fel la coşuri, iar apele din fântâni prezintă oscilaţii.
- Gradul VII - cutremure puternice, produc panică în rândul populaţiei, crăpături în clădirile mai slabe, căderi de coşuri de fum, fisuri pe suprafaţa pământului, uneori se reactivează porniturile recente de teren.
- Gradele VIII şi IX - produc efecte puternice, distructive asupra clădirilor – cu excepţia celor din lemn sau din beton armat, pe teren dau falii cu sărituri de zeci de centimetri, produc variaţii de debit ale izvoarelor, generează alunecări de teren.
- Gradul X - reprezintă cutremure pustiitoare care distrug majoritatea clădirilor şi afectând serios construcţiile grele ca diguri, instalaţii portuare. De asemenea, produc denivelări ale scoarţei de 1-2 m, secări de lacuri şi izvoare sau apariţia altora.
- Gradele XI şi XII - dau cutremure catastrofale cărora nu le rezistă nici o construcţie, se produc fracturi cu sărituri de 5-10 m pe uscat şi 100-200 m în domeniul marin, se modifică reţeaua hidrografică şi a ţărmurilor marine, se produc reactivări de vulcani şi valuri de tip *tzunamis*.

Această apreciere a cutremurelor este calitativă, ea poate genera şi erori şi depinde de mulţi factori obiectivi şi subiectivi (rezistenţa formaţiunilor geologice acoperitoare, umiditatea pantei, soliditatea clădirilor sau subiectivitatea unor răspunsuri a persoanelor testate în legătură cu pagubele produse). Cu toate acestea, metoda este folosită în continuare; ea este simplă, dă răspunsuri diferite asupra problemei în cauză, dar permite

Scanned with OKEN Scanner

trasarea unor hărţi cu izoseiste (linii de egală intensitate) şi zonarea seismică a unor ţări, regiuni sau teritorii.

Acceleraţia maximă a solului în timpul unui seism este un criteriu important pentru proiectarea paraseismică a construcţiilor. Astfel, clădirile trebuie să reziste nu numai la sarcinile statice sau dinamice obişnuite (vântul), ci şi la solicitările dinamice ale cutremurelor, adică la forţele de inerţie rezultate din produsul dintre masa clădirii şi acceleraţia seismică. Acceleraţiile seismice devin periculoase când depăşesc 100 cm/s^2, ceea ce reprezintă 1/10 din gravitaţie. Unele seisme de gradul XII pot da acceleraţii mai mari decât cea a gravitaţiei, făcând în acest caz ca unele corpuri să fie aruncate în aer. Valoarea acceleraţiei se obţine din accelerograme sau se calculează după formula:

$$a = 4\pi^2 \frac{A}{T^2}$$

unde:

a = acceleraţia;

A = amplitudinea;

T = perioada mişcării.

Unele valori orientative se obţin din distanţa la care sunt aruncate cărămizile dintr-un zid de la o anumită înălţime în timpul cutremurului. Alte observaţii s-au obţinut din distanţa de deplasare pe feţele slab înclinate ale unor blocuri rupte de roci sedimentare (de exemplu, deplasarea blocurilor de gresii din flişul paleogen de la curbura Carpaţilor Orientali după cutremurul din 4 martie 1977, după D. Bălteanu, 1978, fide V. Lăzărescu, 1980).

Adâncimea hipocentrului poate fi folosită la clasificarea seismelor în: superficiale (puţin adânci, între 0-50 km), intermediare (50-250 km) şi adânci (250-700 km).

7.4.2. Distribuţia în spaţiu a cutremurelor

Cele mai frecvente cutremure sunt în general rezultatul unor fenomene naturale, precum tectonismul şi vulcanismul, cauzate de dinamica plăcilor tectonice. Mai rare sunt cutremurele având alte cauze naturale (căderi de meteoriţi uriaşi, prăbuşiri de stânci etc.).

În consecinţă, urmărind cutremurele cauzate de dinamica plăcilor tectonice, se constată că la contactul dintre plăcile majore cu subplăcile cu rol de tampon şi în coliziunile acestora cu continentele sunt generate mişcări seismice. Strict geologic, se poate menţiona că pe continente seismele se

Scanned with OKEN Scanner

dispun de-a lungul catenelor muntoase tinere (alpine) şi în zonele de grabene (rifturi), iar în domeniul oceanic acestea se asociază dorsalelor medio-oceanice. Între domeniul continental şi cel oceanic arcurile şi insulele oceanice amplasate la marginile continentale sunt cele mai active zone seismice. Hipocentrele se dispun pe planele înclinate (Benioff) în lungul centurilor orogenice tinere (zona munţilor alpini şi zona arcurilor şi insulelor de la marginile continentale), generând cutremure din ce în ce mai adânci spre interiorul acestor zone, în funcţie de înclinarea şi adâncimea planului Benioff. Revenind la o catenă muntoasă, se poate deduce în timp o migrare a energiei seismice, cu aspectul unei iradieri, de la un epicentru, către zone mai îndepărtate. Astfel de fenomene se pot înscrie pe o hartă cu linii izocrone în cadrul unui an (de exemplu, harta cutremurelor din Grecia din anul 1967, sau nordul Turciei, de-a lungul faliei Anatoliei, unde s-au înregistrat în ultimii ani, tendinţe de migrare către vest a energiei seismice, cu caracter de decroşare).

Pentru ţara noastră, cutremurul din 4 martie 1977 a generat numeroase seisme satelit cu viteze diferenţiate, fiind de ordinul km/min în avanfosa carpatică, km/h în zona muntoasă a Carpaţilor şi km/zi în Platforma Moesică din forelandul catenei orogenice.

În zona catenei alpino-himalaiene, au avut loc numeroase cutremure, fiecare demonstrând anumite particularităţi şi, în consecinţă, obţinându-se date foarte importante.

În 1755, la Lisabona a avut loc un cutremur oscilatoriu marcat prin balansul mare al lămpilor din catedrale, urmat de un mare şi distructiv val de tip tzunamis (franc. *raz de mareé*). În 1906, la Messina s-a produs un mare cutremur ce a declanşat alunecarea sub apă a jumătate din oraş. Acest cutremur a fost simţit de animale cu o jumătate de oră înainte, prin deosebita stare de agitaţie în care s-au aflat.

În 1960 la Agadâr (Maroc) (Foto 20), un seism puternic a distrus mare parte din oraş, datorită terenului slab de fundaţie a clădirilor, reprezentat prin nisipuri necompresibile.

În 1963, oraşul Skoplje din Iugoslavia a fost distrus de seismul catastrofal, amplificat de zona carstică în care se află oraşul.

La noi în ţară seismul din 4 martie 1977, cu M = 7,2, cu epicentrul în Vrancea, revine după 37 de ani după un alt mare seism, de la 10 noiembrie 1940, cu epicentrul în aceeaşi zonă, cu distrugeri foarte importante în regiuni întinse (de la Iaşi - Bucureşti - Craiova).

Scanned with OKEN Scanner

Zona cercului din jurul Pacificului reprezintă regiunea cea mai activă din punct de vedere seismic. Astfel, cutremurele din 1891 şi 1923 din Japonia, 1960 şi 1962 din regiunea Valdivia din Chile, 1964 din regiunea Kadiak din Alaska au fost atât de puternice încât au produs modificarea configuraţiei ţărmurilor, producerea unor fracturi cu săritura de 5-15 m pe uscat şi 200 m în domeniul marin cu reactivări de vulcani sau cu alunecări mari de teren (1971, Peru).

În 1973 un mare seism a distrus în totalitate capitala Nicaraguei, Managua, punându-se problema unei mai bune alegeri a locurilor de amplasare a marilor oraşe (mutarea capitalei).

În vestul Statelor Unite, regiunea seismică San Francisco-Valea lui Joachim a fost afectată distrugător de un cutremur în 1906, altul în 1971, în zona San Fernando, şi multe alte seisme minore alcătuiesc o zonă epicentrală clasică reprezentată prin regiunea Faliei San Andreas, cu numeroase decroşări pe orizontală. Această falie are un caracter de transformare (falie transformantă), ce se întinde pe 1.200 km, cu unele deplasări pe orizontală de 5-6 m. De-a lungul acestei falii, zona de SE a Pacificului se subduce către NE sub continentul nord american. Regiunea este foarte bine monitorizată la sol şi din satelit, încât zilnic se pot măsura valorile deplasărilor celor două compartimente ale faliei. Prin măsurătorile geodinamice permanente şi prin cunoaşterea sensului de deplasare a celor două compartimente se încearcă măsuri de lubrefiere a planului de falie, prin injecţii de apă şi noroi de foraj, pentru a scădea coeficientul de frecare dintre cele două compartimente şi, în felul acesta, pentru a uşura deplasarea lină a lor şi a evita şocurile seismice.

7.5. Cutremurele din România

Din multele cutremure cunoscute şi analizate pe teritoriul ţării noastre, s-a desprins o zonare a acestora în cutremure vrâncene (moldave, carpatice), făgărăşene, danubiene (banatice), pontice. Studiul cutremurelor în ţara noastră a început să fie făcut încă de la sfârşitul secolului al XIX-lea de Şt. Hepites, Gr. Cobălcescu, M. Drăghiceanu. Studiile moderne le-au continuat G. Demetrescu, I. Atanasiu, G. Petrescu, Th. Kräutner. Se distinge între aceste studii sinteza lui I. Atanasiu, *Cutremurele din România* publicată postum în 1961 sub îngrijirea Emiliei Saulea. După 1960 s-au înmulţit studiile asupra cutremurelor din ţara noastră distingându-se L. Constantinescu, D. Enescu, C. Radu, R. Ciocârdel, M. Socolescu, I. Cornea, V. Lăzărescu, D. P. Rădulescu ş.a. Proiectul UNESCO şi-a propus studierea

Scanned with OKEN Scanner

cutremurelor din regiunea balcanică, având sediul la Skopje. Şi la noi în ţară cutremurul din 4 martie 1977 a fost supus unor numeroase analize.

Cutremurele vrâncene sunt cele mai importante în ţara noastră. Aria epicentrală este de 2.000 km^2, proprie seismelor intermediare cu hipocentrele distribuite pe planul Benioff înclinat cu 60-65° spre NV, la adâncimi de 70-160 km. Această zonă de seisme intermediare este înconjurată la E, N şi S de epicentre ale cutremurelor normale cu adâncimi până la 40 km, cu o arie de 7.000 km^2. Zona de 40-70 km este lipsită de focare seismice şi corespunde zonei de „viteză redusă" a astenosferei, separând pe verticală seismele crustale de cele subcrustale.

Seismele subcrustale (vrâncene s. str.) sunt în majoritatea cazurilor monokinetice, cele puternice având şi numeroase replici (4 martie 1977), cu arie extinsă, cu izoseiste eliptice alungite pe direcţia NE-SV, cu magnitudini maxime de 7,4 (10 martie 1940). Aceste seisme se resimt slab în interiorul arcului carpatic. Cutremurul multişoc din 4 martie 1977 reprezintă un aspect nou în cutremurele vrâncene, dar nu a fost singurul.

Pentru cutremurele vrâncene (peste 70%) se admite ipoteza unor forfecări prin compresiune, ce se produc datorită unei neomogenităţi a domeniului subcrustal de la curbura Carpaţilor Orientali plasată în dreptul unui triconfilium structural continental reprezentat de marginea de SV a Platformei Est-Europene, platformele epihercinice (mai tinere) de la sud (Platforma Scitică şi Platforma Moesică sau Valahă) şi Orogenul Carpatic alpin. Mecanismul din focar este reprezentat de o subducţie activă a vorlandului din zona de curbură carpatică sau procese de paleosubducţie a unei dale litosferice din dreptul fostului geosinclinal al Carpaţilor, actualmente pătrunsă în astenosferă (Şt. Airinei, 1977, 1979).

O altă ipoteză presupune o paleosubducţie activă numai în zona Vrancei şi îngheţată de-a lungul întregului lanţ carpatic. În zona Vrancea s-a decupat o dală litosferică din placa paleosubdusă, care s-a scufund ajungând în astenosferă la 150-160 km.

Cutremurele făgărăşene sunt seisme polikinetice cu densitate mare, dar energie moderată. De exemplu, cutremurul din 1916 a dat replici ce s-au produs mai multe luni (ianuarie-mai) pe o arie restrânsă având intensitatea de VII-VIII grade. Aliniamentul de fracturi mascate de paleogrohotişuri, de-a lungul cărora se produc aceste cutremure, este orientat E-V şi delimitează sudul Transilvaniei, puternic scufundată, de fundamentul mai înalt din care se ridică munţii.

Cutremurele danubiene (banatice) au un caracter polikinetic, cu durată mare, adâncime normală, intracrustală a hipocentrelor, cu arie de

Scanned with OKEN Scanner

macroseismicitate redusă. Ele s-au desfăşurat pe aliniamentul unor fracturi între Masivul Vârseţ (Vršac din Serbia), Vinga şi Moldova Nouă. Un cutremur în această regiune s-a produs în octombrie 1871 de intensitate VII grade, urmat de 80 de replici eşalonate până în luna aprilie 1880. Repetarea seismului s-a produs în 1859 (M = 5), la sud de Timişoara cu intensitate VII grade şi altul în 1960. În 1991 s-au produs numeroase cutremure simţite la Timişoara cu epicentrul la Banloc şi în alte localităţi (M = 5). Recent, s-au produs de asemenea cutremure cu epicentrul tot la Banloc, având hipocentrul la o adâncime de 10 km.

Cutremurele pontice se produc în zona apropiată ţărmului Mării Negre din regiunea Mangalia - Cavarna, Balcic, Şabla (Bulgaria). Asemenea cutremure polikinetice au o frecvenţă de 2-3 ori pe an, au o energie redusă. Cel mai puternic a fost cutremurul din 1901 cu M = 7,2 şi cu replici repetate câteva luni cu zona epicentrală în zona Şabla - Cavarna.

Zone secundare epicentrale, dispuse de-a lungul unor fracturi ale fundamentului cu seisme locale la adâncimi de 10-20 km sunt:

a) Aliniamentul Dorohoi - Botoşani şi Avrămeşti - Bârlad, plasate pe fracturi la marginea Platformei Est-Europene ce cade în trepte spre Orogenul Carpatic.

b) Liniile Tecuci - Tudor Vladimirescu, Mărăşeşti - Focşani - Nămoloasa şi Galaţi - Isaccea - Tulcea, legate de falii ce delimitează spre nord fundamentul Orogenului Hercinic - Chimeric al Dobrogei de Nord.

c) Regiunea Târnavelor, de-a lungul unor fracturi din partea centrală a Depresiunii Transilvaniei.

d) Linia Ploieşti - Urziceni - Călăraşi activă prin cutremure premergătoare celui din 4 marie 1977, orientată pe o fractură de fundament hercinic.

e) Linia Balş - Craiova şi Bucureşti - Oltenița, ce reprezintă fracturi hercinice de fundament.

f) Linia Timişoara - Oradea Maramureş amplasată pe o fractură la estul Depresiunii Pannonice.

În ţara noastră se resimt cutremure şi din zone epicentrale ale ţărilor vecine ca Bulgaria, Iugoslavia şi chiar din Grecia şi Turcia.

Scanned with OKEN Scanner

7.6. Încercări de prevedere a cutremurelor

Problema prevederii cutremurelor şi a prevenirii pierderilor de vieţi omeneşti, a distrugerilor economice, a preîntâmpinării panicii a preocupat pe oameni în diferite etape ale istoriei. Primele încercări au fost sugerate de coincidenţa sau succesiunea unor fenomene naturale, cum ar fi secete prelungite, aurore boreale neobişnuit de puternice, apariţia cometelor, producerea eclipselor, ploi abundente, călduri excesive, comportamentul neobişnuit al unor vieţuitoare. Dar astfel de coincidenţe nu puteau furniza elementele necesare unei analize ştiinţifice a evenimentelor seismice.

O predicţie reuşită presupune prognoza concomitentă a datei, locului şi magnitudinii unui cutremur, mai ales pe un interval de timp foarte scurt – zile, cel mult săptămâni (după N. Mândrescu, 1991). Astfel de predicţii încununate de succes au fost foarte puţine. Cel mai mare succes în domeniul predicţiei a fost realizat de cercetătorii chinezi, în cazul cutremurului din 4 februarie 1975 (M = 7,3) din regiunea Haicheng – Yingkow, Provincia Laoning, situată în nord-estul Chinei. În partea sudică a provinciei au avut loc o serie de cutremure, printre care şi cel din 1966 de la Hsingtai (localitate situată la 966 km sud de Haicheng) şi cel din 1969 din Golful Pohai (la 403 km sud de Haicheng). Succesiunea acestor cutremure la un interval de timp relativ scurt a fost interpretată ca o deplasare a activităţii seismice spre nord-est. Această primă constatare a stat la baza deciziei ca provinciei Liaoning să i se acorde o atenţie seismologică şi geofizică specială şi să se instaleze două staţii seismice.

Primele observaţii asupra fenomenelor precursoare au început în anul 1970. În perioada 1973–1974 s-a observat o înălţare a terenului în zona Faliei Jânzhou, cu o rată de aproximativ 20 de ori mai mare faţă de cea normală, iar un număr de falii mici au fost active şi a crescut numărul cutremurelor slabe. A fost constatată o fluctuaţie neobişnuită a câmpului magnetic, precum şi modificarea liniei de ţărm a Peninsulei Liaotung. Aceste manifestări au stat la baza elaborării previziunii pe termen lung, la sfârşitul anului 1974, menţionându-se că în următorii doi ani ar putea avea loc un cutremur moderat în această zonă. Ulterior, înregistrarea unor cutremure mici a adăugat noi date celor existente. În plus, oamenii au semnalat comportarea neobişnuită a unor vieţuitoare precum şi modificări ale adâncimii apei în puţuri. În unele zone s-au constatat înclinări ale terenului. Primul preşoc, înregistrat pe data de 1 februarie, a fost urmat de altele cu frecvenţă crescândă în următoarele două zile. În ziua de 3

Scanned with OKEN Scanner

februarie, cercetătorii de la o staţie seismică apropiată au sugerat că şocurile înregistrate ar putea fi preşocurile unui cutremur puternic. În consecinţă, la 4 februarie 1975, pe baza datelor prezentate de specialişti, autorităţile au alertat populaţia. Au fost organizate conferinţe şi întruniri speciale pentru a avea siguranţa că măsurile preconizate vor fi înţelese şi aduse la îndeplinire de întreaga populaţie. Oamenii au fost mobilizaţi să construiască locuinţe temporare, să ridice corturi, să evacueze spitalele, să concentreze mijlocele de transport, să asigure obiectele de valoare. Populaţia a fost evacuată din locuinţe deşi temperatura era de –24°C. Au fost organizate grupe pentru acordarea asistenţei medicale, pentru îngrijirea bătrânilor şi copiilor etc. În după amiaza zilei de 4 februarie s-au încheiat preparativele şi evacuarea populaţiei, iar la ora 17^{00} s-a produs cutremurul.

Majoritatea clădirilor din zonă s-au prăbuşit în timpul şocului, dar pierderile umane au fost extrem de mici. În zona cea mai afectată 90% din locuinţe s-au prăbuşit. Oraşul Haicheng, cu o populaţie de 100.000 de oameni, situat la aproximativ 30 km de epicentru, a fost complet distrus. În două localităţi, cu o populaţie totală de 1,6 milioane de oameni s-au înregistrat doar 250 de morţi. În întreaga provincie au fost distruse baraje, poduri, lucrări de irigaţie, căi de comunicaţie. Fără această predicţie, o mare parte din populaţie şi-ar fi aflat sfârşitul sub dărâmăturile locuinţelor care s-au prăbuşit.

Cazul descris mai sus (după N. Mândrescu, 1991) poate fi considerat un caz clasic de predicţie reuşită a unui cutremur. Măsurile de precauţie luate au salvat vieţile a zeci de mii de oameni. Anticiparea fenomenului de către oamenii de ştiinţă a fost urmată de alarma emisă de oficialităţi; planurile întocmite au fost clare şi s-a stimulat participarea populaţiei la îndeplinirea lor. Se poate spune chiar că cel mai mare câştig l-a reprezentat conştientizarea populaţiei, educarea acesteia pentru a participa efectiv la toate fazele anterioare momentului producerii cutremurului. Ajutoarele din afara ariei afectate au fost pregătite pentru a oferi imediat asistenţa tehnică şi medicală necesare.

Totuşi, dacă este să ne referim doar la China, ţara în care s-a înregistrat cel mai mare succes în predicţia cutremurelor, tot aici a existat, chiar în anul următor, un cutremur care nu a putut fi prevăzut, precum şi o predicţie falsă. Astfel, cutremurul de la 28 iulie 1976, care a lovit pe neaşteptate oraşul Tangshan, din provincia Hopeh, şi care a făcut între 650.000 şi 800.000 de victime nu a putut fi prevăzut. De asemenea, în luna august a aceluiaşi an a fost făcută o predicţie falsă pentru provincia Kwangtung (regiune cu seismicitate moderată). În urma alarmei date de autorităţi, mulţi oameni au

Scanned with OKEN Scanner

dormit în corturi aproape două luni, dar nu s-a produs nici un cutremur. Aceste exemple arată de fapt că problema predicţiei cutremurelor nu şi-a găsit rezolvarea.

Un instrument important de studiu şi cunoaştere a cauzelor producerii cutremurelor şi a elementelor de seismo-tectonică şi risc seismic l-a reprezentat dezvoltarea teoriei tectonicii plăcilor.

Problema seismo-tectonicii este legată de problema **riscului seismic**, risc ce local depinde de formaţiunile geologice superficiale. Pericolul cutremurului într-o regiune se calculează după intervalele de timp la care se repetă evenimentele seismice majore, intensitatea acestora, adică după acceleraţia, viteza, perioada şi durata acestor cutremure.

Riscul pe timp îndelungat se apreciază pe două căi:

a) O cale este calcularea perioadei de revenire, cu probabilitate de 90-95% a unui cutremur de o anumită magnitudine sau intensitate, pornind de la un catalog cu toate datele necesare. Asemenea cataloage sunt întocmite şi pentru ţara noastră.

b) O a doua cale este exprimarea riscului seismic în procente, în perspectivă. Se calculează astfel energia seismică medie anuală şi se compară cu energia eliberată în fiecare an. Dacă energia seismică eliberată este mai mică decât cea medie, creşte riscul seismic şi invers.

Există şi alte indicii care pot contribui la sesizarea unui pericol de producere a unui seism:

1) Schimbări anormal de rapide a nivelului şi poziţiei terenului în dreapta şi stânga unei falii (determinare pe cale geodezică). În aceste situaţii, prin măsurători dinamometrice se poate observa ridicarea stării de tensiune a rocilor.

2) Schimbări în starea de presiune a unor zăcăminte de petrol sau gaze măsurate în găuri de sonde închise.

3) Tendinţa de scădere anuală prelungită a energiei seismice într-o zonă epicentrală sau creşterea frecvenţei cutremurelor între care unul de magnitudine de 5-6, după un număr de ani de la un cutremur important

Pericolul unui cutremur foarte apropiat (minute, o oră, o zi) poate fi apreciat prin:

1) Retragerea anormală a apei oceanului şi schimbarea rapidă a magnetismului terestru, a câmpului electric din roci şi din atmosferă.

2) Schimbarea raportului dintre vitezele undelor prime şi secunde de la microseisme însoţită de emanaţii de CO_2 în zonele mofetice, datorită fisuraţiei rocilor.

Scanned with OKEN Scanner

3) Starea generală de agitaţie a animalelor captive, fuga celor libere. Explicaţia este dată de bio-seismologi prin aceea că animalele sunt sensibile la ultrasunetele generate de seismele fine de fisuri ce preced o ruptură majoră în rocile din fundament.

Aceste fenomene pot fi coroborate cu declanşarea de furtuni şi scăderi de presiuni ale aerului în zonele epicentrale, maree terestră crescută la opoziţia Lunii şi Soarelui etc.

Cu toate aceste indicii de predicţie a cutremurelor, probabilitatea prevederii cutremurelor este încă departe de realitate. La cutremurele superficiale, condiţiile de prevedere sunt mai uşoare, în schimb la cele adânci, prevederea este foarte complicată şi greu de controlat. Dar riscurile financiare şi sociale ale unei alarme seismice false sunt foarte mari, de aceea încercările de prevedere a cutremurelor sunt orientate numai în luarea de măsuri paraseismice eficiente contra pierderilor umane.

Toate aşa-zisele „prevederi" ale cutremurelor de către persoane neavizate, pe baza unor „experimentări sigure", amplificate uneori de mass media, cu efect de senzaţie (gen Hâncu), sunt false şi nu fac altceva decât să amplifice starea de stress psihologic al populaţiei. Cele mai eficiente măsuri constau în educarea populaţiei de la vârste timpurii; a şti să se ia cele mai simple şi sigure măsuri de autoapărare, adăpostire, prezenţă de spirit şi de respectare astfel a minimelor reguli de autoprotecţie (vezi educaţia de protecţie antiseismică a populaţiei din Japonia).

Scanned with OKEN Scanner

Capitolul 8

Fenomene metamorfice

Metamorfismul este un proces de modificare a structurii rocilor preexistente, fie ele magmatice, sedimentare sau metamorfice, care are loc la o anumită adâncime din scoarţă, fără a se trece prin faza de topitură. Fenomenele ce însoţesc procesul de metamorfism sunt provocate de mişcarea ascendentă a unei magme topite, de mişcările tectonice sau de reacţiile chimice, influenţate de temperatură, presiune litostatică, stress sau agenţi mineralizatori.

Temperatura este în mare parte energia declanşării tuturor fenomenelor metamorfice. Ea provine în general din fluxul termic al planetei, adică din gradientul geotermic ce creşte cu adâncimea, luând valori medii de 1°C pentru 33 m. Temperatura poate proveni, de asemenea, din prezenţa unui rezervor magmatic sau din frecările rezultate la nivelul marilor decroşări şi încălecări. Creşterea temperaturii facilitează reacţiile chimice endotermice şi diminuează vâscozitatea fluidelor.

Presiunea litostatică se manifestă în toate punctele scoarţei terestre, ea rezultând din greutatea pachetelor de roci de deasupra. Pornind de la densitatea relativă medie de la suprafaţa scoarţei terestre de 2,5, se ajunge la concluzia că la 4.000 m adâncime presiunea înregistrează 1.000 de atmosfere. În majoritatea cazurilor presiunea este izotropă, rocile rezultate neprezentând o orientare preferenţiară. Acesta este şi cazul unui metamorfism de contact şi de îngropare. Transformările metaorfice mai intense sunt cele legate de tensiuni anizotrope ce duc la deformări ale scoarţei, de aceea metamorfismul regional este legat de fenomenele orogenice.

Stress-ul sau presiunea orientată se dezvoltă atunci când încep să apară tensiuni anizotrope, acestea manifestându-se mai ales în cazul rocilor neomogene, cum ar fi nisipurile şi argilele ce devin mobile şi puternic plisate (Caucaz, Carpaţi) sau chiar ridicate vertical (Insula Wight). Rolul presiunii orientate este relativ accesoriu în transformările mineralelor, dar devine determinant vis-à-vis de structuri, morfologie şi orientarea mineralelor neoformate. Un exemplu îl constituie apariţia mineralelor foarte dense.

Scanned with OKEN Scanner

Agenţii mineralizatori constau în vapori de apă, gaze (H_2S) şi diverse soluţii de cloruri, sulfuri etc., care provin din rezervorul magmatic şi pătrund în porii şi fisurile rocilor, contribuind alături de ceilalţi factori de metamorfism la transformarea acestora. Rolul lor este de schimbare a elementelor, de reamplasare a moleculelor sau a atomilor, de înlocuire a unui ion cu altul. Acest fenomen se defineşte prin metasomatoză, care nu este echivalent cu metamorfismul izochimic. De exemplu, transformarea unui dolomit silicios în talc necesită un aport de apă şi se produce cu degajarea bioxidului de carbon (CO_2):

$$3CaMg(CO_3)_2 + 4SiO_2 + H_2O \rightarrow Mg_3SiO_4O_{14}(OH)_2 + 3CaCO_3 + 3CO_2.$$

Timpul este un fenomen general ce favorizează desfăşurarea şi gradul de intensitate a tuturor factorilor de metamorfism. Astfel, creta comprimată la 6.000 atmosfere nu prezintă brusc modificări notabile, dar ea se transformă în calcar coerent dacă este menţinută sub presiune până la 17 ani. O presiune brutală şi de scurtă durată nu provoacă decât o simplă zdrobire a rocilor, o **milonitizare**, în schimb o presiune mai slabă exercitată pe o perioadă mai mare de timp produce efecte importante asupra reţelei cristaline a mineralelor.

De asemenea, tendinţa de cristalizare a substanţelor amorfe, foarte comprimate sau încălzite este valabilă într-un mare număr de cazuri şi poate fi considerată ca un efect general al factorului timp. De exemplu, mullitul ($3Al_2O_3$-$2SiO_2$) care apare în timpul arderii cărămizilor în cuptoare, pierde puţin câte puţin aluminiul său care cristalizează în timp sub formă de corindon (Al_2O_3) stabil în condiţii normale. Asemenea exemple pot fi luate din natură, cum este cazul unor batolite (Flamanville, Manche, Franţa) sau a unor vetre vulcanice care se răcesc treptat, de mii de ani.

8.1. Tipuri de metamorfism

Se pot distinge câteva tipuri de metamorfism: metamorfismul de contact, cu extindere limitată (câţiva centimetri la câţiva kilometri), realizat în jurul unor intruziuni magmatice; metamorfismul regional sau general, care afectează formaţiuni geologice întinse pe zeci sau sute de kilometri; metamorfismul de şoc sau UHPM (Ultra High Pressure Metamorphism)

Scanned with OKEN Scanner

localizat la impactul meteoriţilor cu suprafaţa Pământului şi descoperit prin prezenţa eclogitelor.

8.1.1. Metamorfismul de contact

În funcţie de agenţii principali care acţionează în cadrul procesului de metamorfozare a rocilor prin contactul cu o masă magmatică fierbinte, se pot deosebi două subtipuri: a) **metamorfismul de contact termic** şi b) **metamorfismul de contact pneumatolitic.**

8.1.1.1. Metamorfismul de contact termic

Metamorfismul de contact termic se manifestă la contactul unei mase magmatice, cu temperatură ridicată, cu rocile înconjurătoare, pe care le transformă. În acest caz, factorii care acţionează sunt: temperatura, agenţii mineralizatori şi mai puţin presiunea. În majoritatea cazurilor, rocile metamorfice din aureola corpului magmatic au o compoziţie chimică globală neschimbată faţă de cea a rocilor sedimentare din care provin. Modificările produse prin contactul cu o masă fierbinte reprezintă simple rearanjamente mineralogice, eventual acompaniate cu eliminarea apei şi a dioxidului de carbon (CO_2). Este cazul deci a unui metamorfism izochimic sau topochimic. Apariţia de minerale noi se traduce prin modificările condiţiilor fizice dominante în apropierea intruziunii. Între aceste condiţii, căldura disipată prin corpul magmatic în curs de răcire are rolul principal, ea fiind responsabilă de modificările fizice produse. Este vorba de un termometamorfism, în care presiunea are un rol minor, după cum arată textura izotropă a rocilor corneene. În cazul metamorfismului de contact presiunea a avut un rol mai important numai la intruderea masei magmatice în fisurile sau golurile rocilor sedimentare pe care ulterior le-a metamorfozat.

Acest tip de metamorfism de contact se manifestă în funcţie de natura rocilor pe care le afectează, deci într-un fel vor fi metamorfozate gresiile, calcarele şi altfel argilele. Ca exemplu, vom menţiona aureola granitului de Flamanville (Pomerol, Renard, 1995) din departamentul La Manche, din Franţa (Fig. 75). Masivul granitic de la Flamanville (granite cu amfiboli) este intrus într-o serie sedimentară cutată alcătuită din şisturi şi gresii cambriano-ordoviciene şi din şisturi şi calcare siluriano-devoniene. La contactul cu granitele, rocile sedimentare au suferit modificări texturale şi mineralogice pe 150-200 m alcătuind aureola de metamorfism. Natura şi

Scanned with OKEN Scanner

importanţa acestor transformări depind de doi factori: distanţa în raport cu masivul granitic şi natura rocilor sedimentare iniţiale.

Dacă rocile transformate prin contact termic sunt reprezentate de un strat de şisturi, pe măsura apropierii de intruziunea granitică, se pot observa transformările următoare:

– şisturi cu textură fin orientată, ceea ce reprezintă roci sedimentare slab transformate (la distanţa cea mai mare de intruziunea granitică);

– şisturi pătate, la care petele reprezintă mici nodule ale unui mineral nou apărut, cordieritul;

– şisturi noduloase şi micacee, roci ce au pierdut textura lor regulat-orientată, cu o dezvoltare în schimb a micei şi andaluzitului.

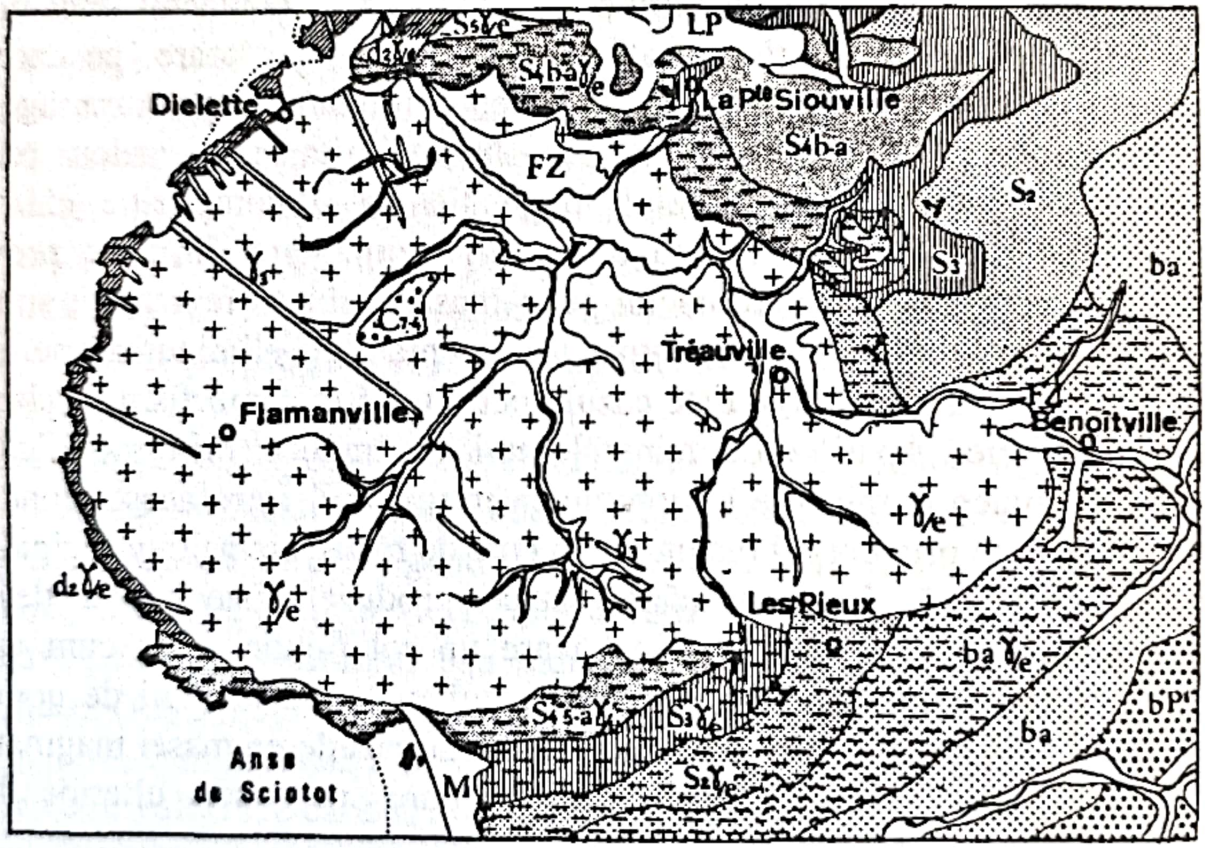


Fig. 75. Harta granitului de Flamanville (după harta Cherbourg 1/50.000 realizată de Decourt et al., 1970, fide Ch. Pomerol et al., 2002). γ/e: granitul de Flamanville; ba: şisturi şi gresii (Cambrian); S_2 gresii armoricane (Ordovician inferior); S_3: şisturi (Ordovician mediu); S_4 b-a: şisturi şi gresii (Ordovician superior); S_5: şisturi şi gresii siluriene; d_2: calcare şi şisturi devoniene. Aureola metamorfismului de contact este reprezentată prin liniuţe orizontale întrerupte şi prin asocierea semnului γ/e celui de teren (S_2γ/e = S_2 metamorfozat). De remarcat, în nordul masivului, că întinderea aureolei este mult mai mică în gresii (S_2) decât în formaţiunile şistoase.

– la contactul cu granitele se dezvoltă roci dure, masive cu granule fine, izotrope de cordierit şi andaluzit dispersate în toată masa fără o orientare preferenţială. Aceste roci se numesc **corneene**, după aspectul lor asemănător celui de corn. Această zonare marchează rolul important al corpului granitic, căci transformările sunt cu atât mai esenţiale cu cât rocile sunt mai aproape de masa granitică. Gresiile ordoviciene sunt puţin transformate, se observă o simplă recristalizare în cuarţite, în timp ce calcarele devoniene dau prin recristalizare **cipoline** sau marmure cu mică şi alte minerale. Se observă deci influenţa naturii iniţiale a rocii, căci se poate remarca de altfel la aureola de metamorfism o extindere mai mare în faciesul şistos decât în faciesul grezos. Este cazul tipic de metamorfism izochimic, de rearanjare mineralogică în aureola de metamorfism, însoţită eventual de eliminarea apei şi a bioxidului de carbon. Apariţia mineralelor noi în apropierea intruziunii granitice este în principal legată de răcirea treptată a corpului granitic, modificări ce se manifestă prin textura izotropă de corneene. Este deci cazul unui termometamorfism cu un rol foarte scăzut al presiunii.

În alte cazuri, în rocile din aureola metamorfică se observă o migrare de elemente chimice, pornind de la masa granitică intruzivă (metasomatică), cum este cazul **skarnelor** (tipuri de corneene calcice) cu granaţi, ce se pot observa în galeţii de pe plaja Diélette, în cazul granitului de Flamanville (Fig. 75). În acelaşi timp, digerarea rocilor sedimentare de către magma granitică poate modifica compoziţia acesteia (endometamorfism), cum ar fi, de exemplu, digestia unui bloc de calcare (granite cu amfibol, chiar diorite). Particulele nedigerate pot rămâne în stare de enclave în interiorul masei granitice.

Dacă o argilă este metamorfozată prin contactul cu o masă magmatică intrusivă, procesul este asemănător cu cel de la calcare sau gresii, dar rocile care rezultă în urma contactului termic sunt altele. Astfel, într-o zonă mai îndepărtată de masa magmatică, argilele se transformă în şisturi lamelare, cu noduli alcătuiţi din pigmenţi cărbunoşi şi pulbere de magnetit sau ia naştere un mineral nou, chiastolitul (varietate de andaluzit cu interiorul pigmentat cu substanţă cărbunoasă). Astfel, şisturile lamelare devin şisturi noduloase când nodulii sunt dominanţi în masa şistoasă. În alte cazuri iau naştere şisturi pătate, petele ovale fiind alcătuite din foiţe verzi, denumire dată de prezenţa abundentă a cloritului.

Într-o zonă mai apropiată de masa magmatică intrusă, argilele sunt mai puternic metamorfozate, apar minerale noi, nodulii sunt mai mari, iar argilele devin şisturi argiloase micacee cu amfiboli, alcătuind faciesul amfibolitic.

Scanned with OKEN Scanner

La contactul cu masivul magmatic argilele sunt complet recristalizate, transformate în corneene, alcătuind faciesul corneenelor. Rocile conţin: cuarţ, andaluzit, piroxeni, granaţi, mică, feldspaţi.

În România, exemple ale metamorfismului de contact sunt numeroase. Menţionăm doar intruziunile granitice şi granodioritice din Masivele Iacobdeal din Dobrogea de Nord. La contactul cu intruziunile magmatice au luat naştere roci metamorfice diferite, în funcţie de natura rocilor iniţiale premetamorfice. În acest caz, toate rocile rezultate în urma metamorfismului de contact sunt corneene, provenite prin transformarea şisturilor şi calcarelor devoniene şi datorită metamorfismului regional ce a urmat după cel termic.

8.1.1.2. Metamorfismul de contact pneumatolitic

Acest tip de metamorfism are loc în condiţii de temperatură de 375 - 550°C cu aport de substanţe fluide, în stare de vapori, care duc la transformarea rocilor. Apariţia de minerale noi, prin modificarea compoziţiei chimice a rocilor cu un aport exterior de substanţe fluide, duce la formarea migmatitelor (roci amestecate sau de tranziţie), tipice unui metamorfism allochimic. În realitate, are loc un schimb de elemente între rocile sedimentare şi masa magmatică, de reamplasare a moleculelor şi a atomilor, precum şi de înlocuire a ionilor, fenomen ce se defineşte prin metasomatoză.

Prezenţa piroxenilor şi granaţilor în skarne (roci asemănătoare corneenelor calcice), care derivă chiar din carbonaţi, suportă un aport de silice. Mobilitatea ionilor este cu atât mai mare cu cât diametrul lor ionic este mai mic. Astfel, un schimb hidrogen-sodiu permite formarea muscovitului, pornind de la albit şi ortoză din greisene (roci cu cuarţ şi mică din cupolele granitice) (din Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995, după J. Lameyre):

$$\underset{\text{albit}}{6NaAlSi_3O_8} + \underset{\text{ortoză}}{3KAlSi_3O_8} + 6H \rightarrow \underset{\text{muscovit}}{3KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2} + 6Na$$

De asemenea, transformarea unui dolomit silicios în talc necesită un aport de apă şi degajarea CO_2.

$$3CaMg(CO_3)_2 + 4SiO_2 + H_2O \rightarrow Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2 + 3CaCO_3 + CO_2.$$

Scanned with OKEN Scanner

Pentru explicarea metasomatozei au fost invocate fenomenele generatoare de minerale atunci când sunt gazoase (pneumatolite) sau apoase (hidrotermale) şi mineralizatoare, când elemente precum clorul, fluorul, borul, sulful, fosforul, conţinute în acestea, dau combinaţii metalice foarte solubile şi cu o tensiune de vapori ridicată care pot persista un timp îndelungat în stare fluidă înainte de a cristaliza. Între mineralele noi care iau naştere amintim albitul (albitizare), feldspatul potasic (feldspatizare), iar prin reacţia clorului şi borului cu rocile înconjurătoare se formează scapolitul şi, respectiv, turmalina, litiul va conduce la formarea micei litifere iar fierul la formarea topazul etc. În cazul rocilor calcaroase, pătrunderea bioxidului de siliciu (SiO_2) din masa magmatică va conduce la formarea grossularului (silicat de Ca). Skarnele, tipice metamorfismului prin aport de substanţă minerală, sunt rezultatul reacţiilor dintre silicaţi şi calcare, iar prin reacţiile dintre mineralizatori pot să se formeze zăcăminte de minerale utile:

$$\underset{\text{mineralizator}}{Cl_2Zn} + \underset{\text{mineralizator}}{H_2S} \leftrightarrow \underset{\text{blenda}}{ZnS} + 2HCl$$

Pe de altă parte, puterea dizolvantă a apei creşte rapid cu temperatura şi cu prezenţa mineralizatorilor: în apropiere de temperatura critică (375°C) apa dizolvă sticla, silicea şi numeroşi silicaţi. Începând de la acest punct critic, ea se află într-o stare de fluid omogen, unde deosebirea între lichid şi gaz nu are sens şi unde, în consecinţă, limita între fenomenele pneumatolitice şi hidrotermale este imposibil de stabilit. Este starea supercritică şi se produce la o adâncime de peste 10.000 m, în roci granitice cu gradient geotermic normal. Incluziunile fluide din rocile eruptive şi metamorfice devin astfel martorii soluţiilor mame.

8.1.2. Metamorfismul regional

Acest tip de metamorfism se manifestă pe zone foarte întinse, are o acţiune profundă asupra rocilor şi de aceea mai poartă numele de metamorfism general.

Metamorfismul general se desfăşoară în zonele de orogen, acolo unde rocile magmatice sau sedimentare ajung la adâncimi mari, datorită fenomenelor tectonice, unde se întâlnesc temperaturi şi presiuni ridicate, iar rocile sunt supuse la transformări intense. Aceste roci care iau naştere în condiţii de transformări profunde în zonele de orogeneză poartă numele de şisturi cristaline (de exemplu, micaşisturi, gnaise etc., care au structuri

Scanned with OKEN Scanner

orientate - dispoziţia mineralelor în foiţe - reprezentate prin şistozitate). **Şistozitatea** este o manifestare a deformaţiei plastice sau fluajului, prin care mineralele sunt aranjate paralel cu anumite axe, eventual paralele cu axele cutelor (Fig. 76, 77). Adesea, ele pot fi oblice în raport cu planele de stratificaţie alcătuind frontul de şistozitate ce poate atinge adâncimi de 5.000 m.

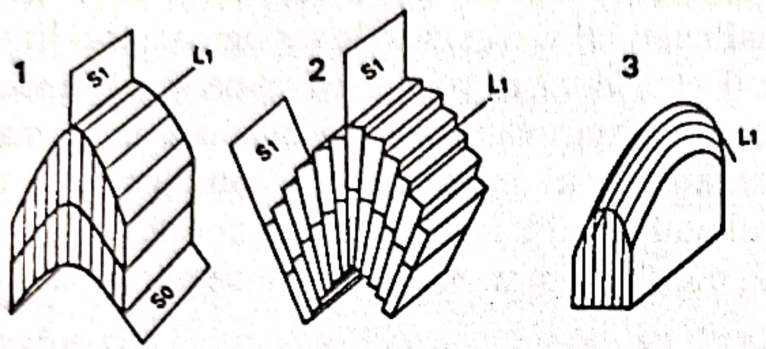


Fig. 76. Alura şistozităţii S_1 şi a lineaţiei de intersecţie L_1 într-un pliu. Pliul este cilindric (1, 2) sau nu; şistozitatea este de flux, rămânând paralelă cu ea însăşi (1, 3) sau de fractură, fiind în evantai (2) (după M. Mattauer, din Ch. Pomerol et al., 2002).

În afară de şistozitate, un alt element caracteristic structurii rocilor metamorfice este **foliaţia**. Aceasta reprezintă o rearanjare, în urma segregaţiei mineralelor, a noilor specii de neoformaţie în lungul unor plane privilegiate. În opoziţie cu şistozitatea, în cazul foliaţiei, foiţele sau planele au o compoziţie mineralogică variabilă, datorită cristalinităţii crescute a mineralelor. Aceste structuri pot fi observate la micaşisturi şi gnaise, iar fenomenele în care se pot produce coboară la adâncimi importante, frontul de foliaţie fiind peste 10.000 m. Adâncimile acestor fronturi sunt şi ele variabile în funcţie de poziţia lor în orogen.

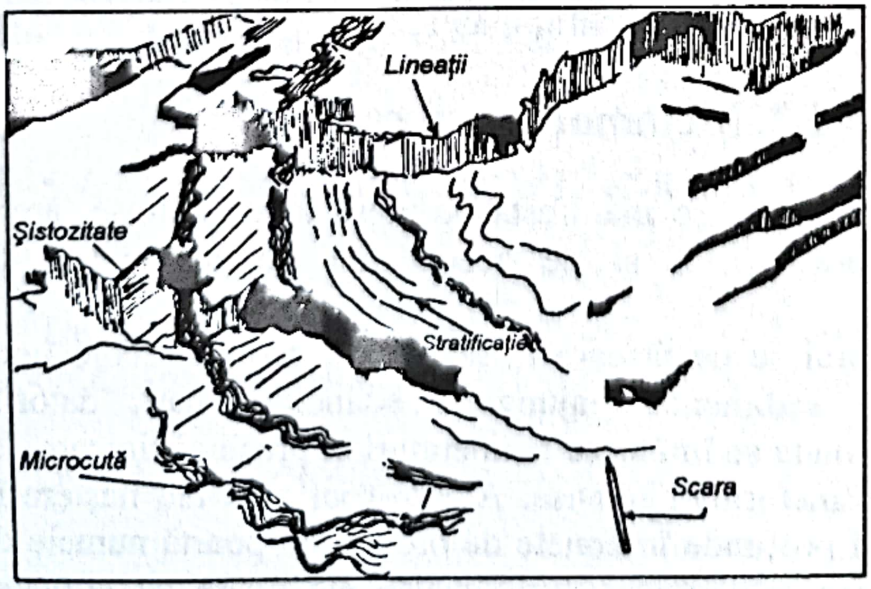
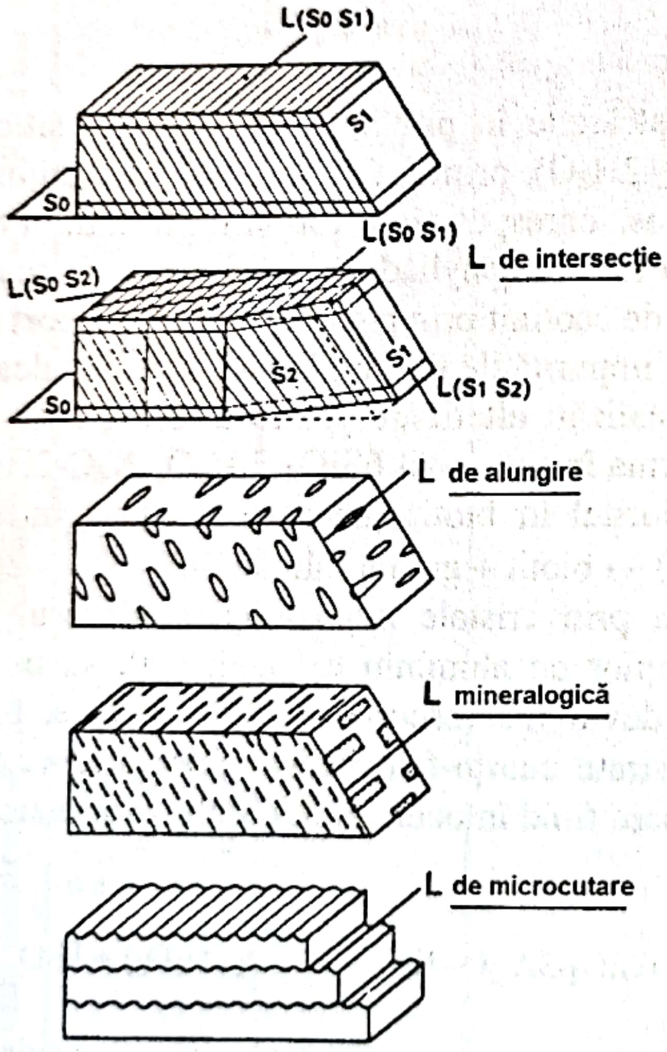


Fig. 77. Stratificaţie şi şistozitate. Microcute, şistozitate, stratificaţie şi lineaţii într-o cută sinclinală din Helminthoïde (Saint-Clément din apropiere de Guillestre); şistozitatea apare oblic, în axa cutei, pe şarnieră; microcutele afectează stratele cele mai moi; stratificaţia întretaie şistozitatea; lineaţia este determinată prin intersecţia planelor de stratificaţie şi şistozitate (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Scanned with OKEN Scanner

În opoziție cu șistozitatea și foliația, **stratificația** este singura structură vizibilă la rocile sedimentare. Ea marchează variațiile de natură sau intensitate a sedimentării și duce la separarea în bancuri a rocilor, după suprafețele (planele) de sedimentare. Stratificația poate fi observată și la unele roci metamorfice.

În cazul rocilor metamorfice, născute în urma unui fenomen orogenic, rocile supuse deformațiilor tectonice sunt afectate de anumite microstructuri care sunt denumite în general **lineații** (Fig. 78). Se pot astfel deosebi câteva tipuri:



- Lineații de intersecție, rezultate în urma intersecției stratificației și șistozității;
- Lineații de alungire, prezente la rocile ce iau forma elipsoidului de deformație;
- Lineațiile mineralelor ce apar atunci când mineralele de origine antetectonică sunt orientate pentru cristalizare metamorfică;
- Lineații de microcutare, ce sunt întâlnite în rocile microcutate, când acestea prezintă șarniere și microcute foarte strânse, angulare, chiar crenelate.

Fig. 78. Bloc-diagrame arătând diferite tipuri de lineații: L: lineație; S_0: stratificație; S_1: prima șistozitate; S_2: a doua șistozitate (după Mattauer, din Pomerol și Renard, 1995).

Scanned with OKEN Scanner

8.2. Diferențierea rocilor metamorfice

8.2.1. Seria ectinitelor

Atunci când rocile metamorfice rezultă în urma unor simple transformări mineralogice, fără aport de substanță, ele poartă numele de **ectinite**. Când ectinitele provin din metamorfismul rocilor sedimentare, ele se numesc **paraectinite**, iar când provin din rocile eruptive se numesc **ortoectinite** (Tabelul 1).

a) Seria argiloasă

Pornind de la faptul că sunt alcătuite în principal din caolinit, silicat hidratat de aluminiu (Al_2O_3-$2SiO_2$-$2H_2O$), primul facies petrografic obținut este cel de argilit sau şist argilos, corespunzător formării illitului. Prin deshidratare progresivă se trece la filllade (phyllades) sau şisturi sericitoase sau sericitoşisturi. Sericitul diferă de caolinit prin pierdere de apă şi aport de potasiu. Acestea sunt conținute în impuritățile din argile alcătuite din alcali, fier, magneziu, ce intervin în cristalizări ulterioare pentru a forma clorit şi granați. Sericitul se poate transforma în muscovit $6SiO_2$-$3Al_2O_3$-K_2O-$2H_2O$ (micaşist cu mica albă); apoi cloritul în biotit (micaşist cu două mice), respectiv clorit + alcali (muscovit) → biotit + granat (almandin).

Plagioclazii încep a se forma prin cristale microscopice. Excesul de aluminiu duce la formarea silicaților de aluminiu ca: andaluzit, staurolit, disten, granați. Când feldspații devin macroscopici, trec în gnaise, bine caracterizate prin alternanța de strate cuarțo-feldspatice. Prin accentuarea metamorfismului muscovitul dispare fiind înlocuit de microclin (varietate de feldspat potasic):

$$K_2O\text{-}3Al_2O_3\text{-}6SiO_2\text{-}2H_2O + 2SiO_2 \rightarrow 6SiO_2\text{-}3Al_2O_3\text{-}K_2O + 2(SiO_2\text{-}Al_2O_3) + H_2O$$

Silicatul de aluminiu este în continuare reprezentat prin sillimanit, în proporții crescute, pe măsură ce distenul şi staurolitul devin mai rare. Întrucât muscovitul este complet dispărut, se ajunge la stadiul de ganis cu biotit şi sillimanit. Pe măsura dispariției biotitului apare cordieritul.

Scanned with OKEN Scanner

Tabelul 1. Natura rocilor metamorfice în diverse serii, în funcţie de intensitatea metamorfismului.

	Roci sedimentare				Roci vulcanice	
	Seria argiloasă sau pelitică	**Seria silicioasă sau arenitică**	**Seria carbonatată**	**Seria calcaro-pelitică**	**Seria granitică**	**Seria gabbro-dioritică**
Roca iniţială	Argile	Gresii	Calcare şi dolomite	Marne	Granite	Gabbrouri
	Filite	Cuarţite şi cuarţite micacee	Marmure şi cipoline		Protogine	
	Şisturi sericitoase	Leptinite (pentru arcoze)	Serpentinite (în prezenţa Mg)	Mica-şisturi cu calcit	Ortognaise şi orto-leptinite	Formaţiuni cu zoizit, epidot, albit, uralit. (prasinite)
	Şisturi sericitoase şi cloritoase			Prasinite		
	Micaşisturi cu două mice					
	Gnaise cu două mice Gnaise cu biotit			Amfibo-lite şi piroxenite (para)		Amfibo-lite şi piroxenite (orto)
	Leptinite cu cordierit sau granat					Eclogite

← Intensitate crescândă a metamorfismului ——

b) Seria silicioasă

Gresiile pur silicioase se transformă în cuarţite. Prezenţa în cantitate mică a argilei, explică formarea de cuarţite sericitoase sau cloritoase date de cuarţite cu muscovit şi biotit. Arcozele, roci bogate în feldspaţi, se metamorfozează în leptinite, roci foarte deschise la culoare, alcătuite în principal din cuarţ şi feldspaţi, unde foliaţia este puţin vizibilă.

c) Seria carbonatică

Un calcar pur devine marmură albă prin cristalizare. Prezenţa impurităţilor conferă rocii un aspect particular: argilele alcătuiesc strate micacee sau serpentinite (cipoline). Magneziul din calcarele dolomitice se transformă în serpentin, care dă rocilor o culoare verde şi denumirea acestora de serpentine.

d) Seria calcaro-pelitică

Marnele trec în şisturi calcaroase denumite şisturi lustrate (lucioase, micacee) care conţin sericit şi clorit, apoi epidot, zoizit şi actinot, când calcitul intră în reacţie. Acestea se pot numi prasinite (şisturi verzi cu cristale de albit, clorit, epidot şi amfiboli). Dacă metamorfismul este mai intens atunci se formează amfibolite şi piroxenite.

e) Seria cărbunoasă

Huilele se transformă în antracite, dar recristalizarea afectează mai mult vitritul decât fuzitul. Un metamorfism mai intens conduce la formarea grafitului. Aceşti cărbuni metamorfici pot apărea în roci din altă serie: şisturi antracitoase, gnaise grafitoase.

f) Seria granitică

Granitele slab metamorfozate cu o structură subşistoasă şi cataclastică, din cauza deformării cristalelor de cuarţ prezintă o extincţie progresivă (rulantă) în lumină polarizată. Coloraţia verzuie se datorează transformării feldspaţilor şi biotitului în sericit şi clorit. Un metamorfism mai intens va duce la recristalizarea biotitului şi a feldspaţilor. Acestea sunt ortognaise (provenite din metamorfozarea rocilor magmatice), foarte greu de separat de paragnaise (rezultate în urma metamorfismului rocilor sedimentare), mai ales pe un eşantion. Cu toate acestea, chiar dacă paragnaisele s-au format ca urmare a unui metamorfism profund, ele mai păstrează resturi de materie organică din roca antemetamorfică, acesta fiind într-adevăr singurul criteriu de separare (vezi paragnaisele din Carpaţii Orientali).

g) Seria vulcanică acidă

Scanned with OKEN Scanner

Riolitele şi porfirele cu cuarţ bine individualizat conduc la formarea rocilor sericitoase laminate, porfiroidele, apoi ortoleptinitele, când mineralele feromagneziene sunt puţin abundente.

h) Seria gabbro-dioritică

Faciesurile acestei serii sunt apropiate de seria granitică, dar mineralele feromagneziene şi calcice mai abundente sunt reprezentate prin epidot, albit, amiant, serpentin, uralit, minerale născute prin saussuritizarea feldspaţilor, uralitizarea piroxenilor şi serpentinizarea peridotului. Aceste fenomene stau la baza naşterii „rocilor verzi", în particular abundente în masivul Viso, Alpi, iar în ţara noastră, în Carpaţi şi Dobrogea. Un metamorfism mai intens poate conduce la ortoamfibolite, ortopiroxenite sau eclogite.

i) Seria vulcanică bazică

Lavele bazice (bazaltele) devin şistoase şi granulare, prin apariţia amfibolilor, albitului, epidotului. Se obţine un prasinit, apoi în zonele profunde ortoamfibolite şi ortopiroxenite. Eclogitele sunt roci alcătuite din granaţi şi omfacit (varietate de amfibolit) provenite de asemenea din transformarea bazaltelor, chiar în zone puţin adânci. Nomenclatura mai precisă a rocilor metamorfice constă în desemnarea numelui original al rocilor antemetamorfice precedată de prefixul meta (de exemplu, meta-gresie, meta-bazalt, meta-granit). Dar, în multe cazuri, rocile metamorfice prezintă caractere insuficient de precise pentru a identifica rocile mame.

8.2.2. Seria migmatică

Când, în opoziţie faţă de ectinite, apariţia de minerale noi se traduce printr-o modificare a compoziţiei chimice, datorită unui aport exterior, este vorba de migmatite (roci amestecate). Rocile sunt alcătuite dintr-o ţesătură (schelet) metamorfic vechi (paleosomă) mai mult sau mai puţin perturbată de cristalizarea unui material nou, de compoziţie granitică, apărută din fuziunea parţială a rocilor (neosomă). Cristalizarea neosomei duce la formarea de minerale lentiliforme deschise, de culoare albă, reprezentate prin cuarţ şi feldspaţi (leucosoma), abundente în partea centrală, în timp ce în partea periferică abundă mineralele negre, refractare la fusiune (melanosoma). Deoarece neosoma este intercalată în lentile în paleosoma, care adesea este regulat orientată (structura cristalofiliană este conservată), rocile poartă numele de metatexite (echivalent cu vechiul termen de ambrechite). Datorită faptului că proporţia neosomei creşte, paleosoma este dificil de identificat, roca pierzând din structura sa orientată. În acest caz se

Scanned with OKEN Scanner

poate vorbi de diatexie (echivalentul vechiului termen de anatexie) care prin omogenizare progresivă trec în granite de anatexie.

8.3. Intensitatea metamorfismului

Denumirea rocilor metamorfice este insuficientă pentru a estima gradul şi intensitatea metamorfismului, de aceea se recurge la stabilirea asociaţiilor minerale.

8.3.1. Parageneza mineralelor metamorfice

Prin experimente mineralogice s-a stabilit că chimismul global, constând în compoziţia mineralogică, se schimbă în funcţie de temperatură şi presiune. Acestea pot defini domeniile de stabilitate a mineralelor. De exemplu:

- andaluzitul ($SiAl_2O$) devine sillimanit cu aceeaşi formulă chimică în condiţii de creştere a temperaturii şi invers prin scăderea acesteia (Fig. 79).
- albitul ($Si_3Al_3O_8Na$) devine jadeit (Si_2AlO_6Na) + cuarţ (SiO_2) când presiunea creşte şi invers;

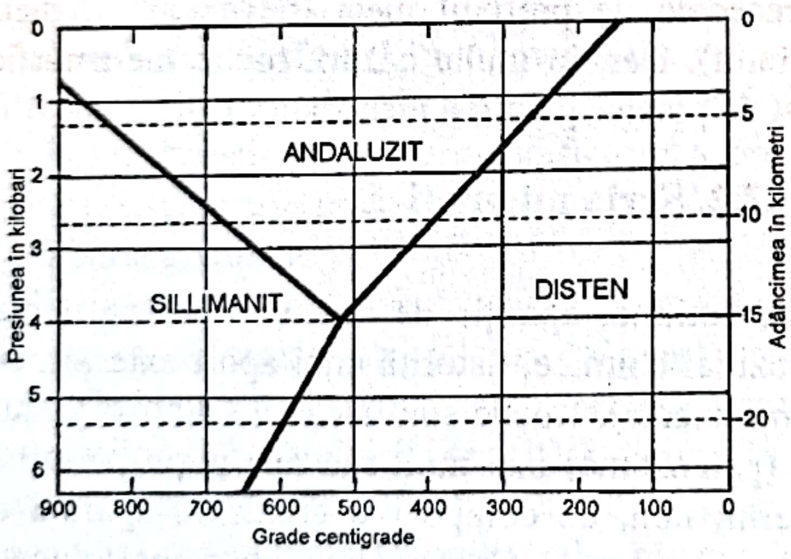


Fig. 79. Domeniul de stabilitate a trei silicaţi de aluminiu anhidrii SiO_2-Al_2O_3. Sillimanitul este un mineral de presiune variabilă – temperatură ridicată; andaluzitul de temperatură ridicată şi presiune scăzută sau medie; distenul are un domeniu foarte întins la temperatură medie (după Ch. Pomerol et al., 2002).

- muscovitul ($Si_3Al_3O_{12}H_2K$) + cuarţ (SiO_2) se transformă în ortoză (Si_3AlO_8K) + sillimanit ($SiAl_2O_5$) + apă (H_2O).

Făcându-se studii pe diverse minerale s-au obţinut minerale reper sau index pentru determinarea intensităţii metamorfismului.

Existenţa unui mineral a cărui sinteză este tipică metamorfismului arată că domeniul de stabilitate a acestui mineral a fost atins. De exemplu,

Scanned with OKEN Scanner

prezenţa jadeitului indică o presiune foarte mare. Din contră, absenţa sa poate arăta că:

- fie domeniul de stabilitate nu a fost atins;
- fie chimismul rocii nu a permis sinteza sa (în cazul jadeitului, în afara presiunii puternice este necesară prezenţa sodiului);

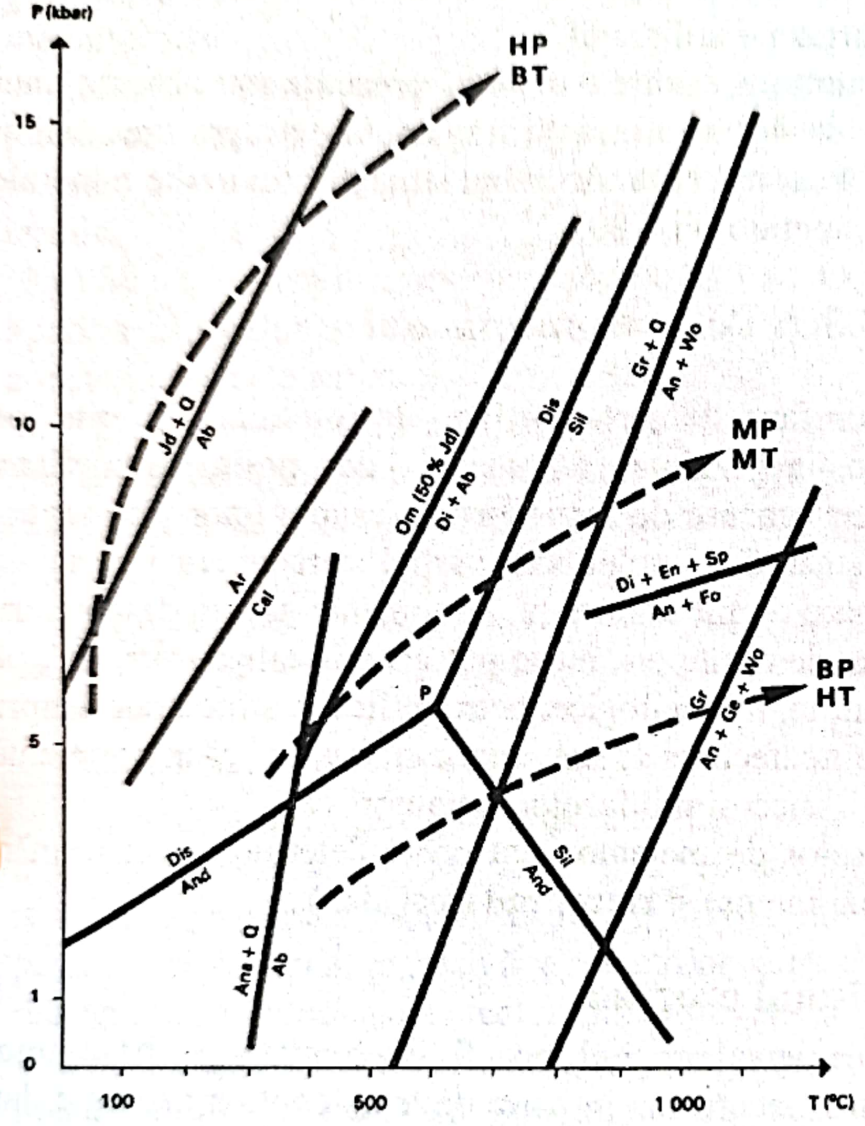


Fig. 80. Câteva reacţii experimentale între faze solide reprezentate în diagrama presiune-temperatură (după Guitard, 1985, fide Pomerol şi Renard, 1995). Curbele de echilibru univariante sunt drepte (Jd = jadeit; Ab = albit; Ar = aragonit; Cal = calcit; Om = omfacit; Dis = disten; Di = diopsid; And = andaluzit; Sil = sillimanit; Gr = granat; An = anortit; Wo = wollastonit; En = enstatit; Sp = spinel; Fo = forsterit; Ge = gelenit; Ana = analcit; P = punct triplu de polimorfism $SiO_2Al_2O_3$ a cărui poziţie rămâne încă nesigură în ciuda numeroaselor lucrări experimentale); HP = presiune înaltă; MP = presiune medie; BP = presiune joasă; HT = temperatură înaltă; MT = temperatură medie; BT = temperatură joasă. Curbele trasate cu linie întreruptă sunt curbele P-T pentru cele trei tipuri de metamorfism principal din clasificarea lui Miyashiro: tipul de presiune ridicată (jadeit-cuarţ); tipul de presiune intermediară (disten-sillimanit); tipul de presiune joasă (andaluzit-sillimanit) (după Ch Pomerol şi M. Renard, 1995).

- prezenţa unui mineral incompatibil condiţiilor unui metamorfism indică faptul că domeniul de instabilitate a acestui mineral nu a fost atins. De exemplu, prezenţa muscovitului indică o temperatură ce nu a depăşit 650°C. Aici absenţa unui mineral indică o situaţie mai complexă:
- fie că domeniul de instabilitate a fost atins;

Scanned with OKEN Scanner

- fie că mineralul nu a fost prezent în roca originară.

- existența unui mineral mixt: în acest caz, pot fi citați feldspații – prezenți atât în rocile magmatice, dar și în cele sedimentare – care nu pot fi distruși sau parțial distruși prin metamorfism. Neogeneza feldspaților prin metamorfism poate, din contră, să se producă prin diverse reacții:

muscovit + cuarț → ortoză + sillimanit.

Se poate constata în urma acestor exemple că prezența sau absența unui singur mineral nu poate da decât informații fragmentare asupra presiunii și temperaturii la care a fost supusă roca. Ar trebui studiate mai multe minerale sau cupluri posibile de minerale (Fig. 80).

8.3.2. Polimetamorfismul

Repetarea mai multor faze de metamorfism, de intensități diferite, pe același fond geologic, reprezintă fenomenul de **polimetamorfism**. Suprapunerea mai multor procese de metamorfism asupra unor formațiuni geologice a putut să șteargă complet sau parțial caracterele imprimate rocilor de fazele anterioare de metamorfism. Argumente asupra desfășurării unui asemenea fenomen, de multe ori, nu se pot găsi. În alte cazuri însă, pe baza unor studii amănunțite, mineralogice, petrografice și structurale asupra unor tipuri petrografice neafectate de metamorfism, se pot găsi argumente concrete în sprijinul ideii succesiunii fazelor metamorfice.

Suprapunerea proceselor de metamorfism poate determina transformări cu caracter **prograd** (mai intens) și **retrograd** (mai slab).

8.3.2.1. Metamorfismul prograd

Transformările cu caracter prograd pot fi interpretate pe baza unor observații aplicate pentru fiecare caz în parte dintr-un context geologic dat. Aceste observații generale sunt următoarele:

a) Rocile metamorfice afectate de noi procese de metamorfism au puține șanse de transformări mineralogice, față de primul episod metamorfic, întrucât fluidele, care sunt importante pentru reacțiile dintre minerale, lipsesc sau există în cantitate redusă, ele fiind deja consumate anterior. Cele mai multe șanse de identificare a reacțiilor metamorfice există în cazul suprapunerii unui metamorfism cu intensitate ridicată peste unul cu intensitate scăzută. Invers, există puține șanse de identificare a unui metamorfism de intensitate scăzută suprapus peste unul de intensitate ridicată.

Scanned with OKEN Scanner

b) Cele mai bune indicaţii privind polimetamorfismul unor roci sunt de ordin textural, obţinute prin studii de microtectonică şi petrologie structurală.

c) Toate aceste date se pot obţine numai în condiţiile unui studiu geologic general, care să ateste probabilitatea desfăşurării unor asemenea procese metamorfice.

d) Suprapunerea metamorfism termic / metamorfism regional determină pierderea şistozităţii rocilor şi apariţia corneenelor, în strânsă legătură cu faciesul metamorfic iniţial şi temperatura realizată în procesul de contact termic.

e) Suprapunerea metamorfism regional / metamorfism termic are ca efect apariţia clivajelor şi uneori menţinerea mineralelor care s-au format în zonele interne ale aureolei de contact.

f) Suprapunerea metamorfism dinamic / metamorfism regional are efecte mecanice, dacă intensitatea metamorfismului dinamic este redusă ori dacă este ridicată, dar pot apărea şi importante efecte mineralogice, însă de sens retrograd.

g) Suprapunerea metamorfism regional / metamorfism regional, deşi probabil foarte frecventă, este foarte greu de detectat.

8.3.2.2. Metamorfismul retrograd

Metamorfismul retrograd (metamorfism regresiv = retromorfism = diaftoreză) este rezultatul unui nou episod de metamorfism, care a reintrodus în sistem factori dispăruţi, sub forma unor agenţi catalizatori, pentru desfăşurarea regresivă a reacţiilor dintre minerale. Acest proces retrograd este întotdeauna efectul unui polimetamorfism.

Identificarea caracterului retrograd al unor transformări mineralogice este foarte dificilă. Elementele indicatoare ale retromofismului le constituie cazurile de nedepăşire a unor reacţii dintre minerale, cum ar fi coexistenţa în contact a granitului şi a granatului sau a cloritului şi a biotitului. Este foarte greu să se determine sensul transformării ori caracterul prograd clorit → biotit ori caracterul retrograd biotit → clorit. Asemenea situaţii sunt însă principalele argumente de identificare a retromorfismului, dar numai pe fondul unor modificări mineralogice neduse până la capăt.

Modificările mineralogice retromorfe păstrează de obicei microstructurile anterioare, adoptând forma de pseudomorfoze complete sau incomplete, cum ar fi cloritul după granat. O altă trăsătură caracteristică este că acest modificări nu sunt rezultatul unor reacţii dintre minerale, ci al

Scanned with OKEN Scanner

descompunerii mineralelor, ca urmare a reacţiilor lor cu un component ca H_2O sau CO_2. Ca să existe siguranţa caracterului retrograd este necesar ca aceste minerale să nu fi luat naştere sub acţiunea factorilor exogeni, unde sunt posibilităţi de rehidratări şi recarbonatări (de exemplu, sericitul, cloritul). Caracterizarea transformărilor mineralogice ca retromorfe este legată şi de acţiunea principalilor agenţi de favorizează trecerea la paragenezele de presiune (P) şi temperatură (T) scăzute, cum sunt fluidele şi stress-ul. În acest sens, transportul de substanţă, în interiorul sistemului sau introducerea de substanţă din afara acestuia, după metamorfismul progresiv reprezintă o indicaţie pozitivă privind retromorfismul.

Pe de altă parte, prezenţa oricăror microstructuri în rocă, precum microcute ale căror axe se intersectează, sau de megastructuri în formaţiune, ulterioare metamorfismului progresiv, indică un nou moment de cutare, datorită stress-ului, ceea ce reprezintă un argument al prezenţei retromorfismului.

Transformarea paragenezelor în sens retrograd, indiferent de natura primului şi celui de al doilea episod metamorfic, poate fi exemplificată prin retromorfozarea unei formaţiuni, iniţial metamorfozată regional, apoi afectată de un nou metamorfism regional. Foarte frecvent, retromorfismul unor şisturi cristaline este provocat prin dinamometamorfism ca urmare a proceselor tectonice. Trebuie remarcat că acţiunea retromorfă a factorilor determinanţi prezintă o evidentă neregularitate în spaţiu şi timp, sugerând mai multe influenţe locale, decât regionale. Intervenţia apei, de exemplu, nu este condiţionată numai de disponibilitatea de apă, ci în mare măsură de posibilitatea de acces în toate punctele formaţiunii, adică de natura litologică a rocilor, de şistozitate şi fisuraţie.

Datorită multor procese şi implicaţii geologice care însoţesc fenomenul metamorfic, retromorfismul este o noţiune ce trebuie utilizată cu multă circumspecţie şi numai pe baza a numeroase dovezi şi argumente obţinute prin observaţii, cercetări şi interpretări îndelungate.

8.3.3. Sisteme de clasificare a metamorfismului

Necesitatea clasificării metamorfismului a dus la elaborarea mai multor sisteme mai mult sau mai puţin viabile care au complicat destul de mult terminologia.

Scanned with OKEN Scanner

8.3.3.1. Izogradele şi zonele de metamorfism

La începutul secolului, Barrow şi Tilley au remarcat în seria aluminoasă apariţia succesivă a unor minerale în funcţie de intensitatea metamorfismului: cloritul, biotitul, staurolitul, distenul, sillimanitul. Acestea sunt considerate minerale reper, a căror apariţie defineşte o linie de egală intensitate sau izograd. Folosindu-se această metodă s-a putut descrie metamorfismul din masivul Arize (Ariège) (Fig. 81).

8.3.3.2. Zoneogeografia metamorfică (zonarea geografică a metamorfismului)

Becke şi Grubenman au încercat să stabilească o zonare a metamorfismului după intensitatea transformărilor şi asimilarea în conformitate cu adâncimea. În acest sistem, remarcat de Niggli în 1924, se succed trei zone, din ce în ce mai adânci, precedate de anchizonă, intermediară între diageneză şi metamorfism:

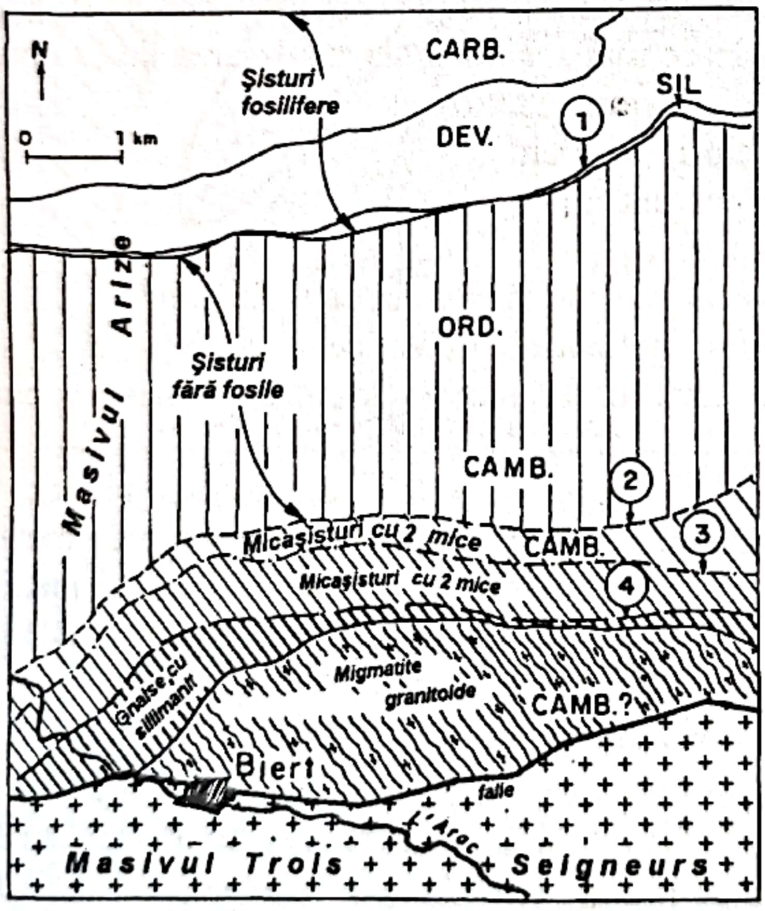


Fig. 81. Metamorfismul regional din Masivul Arzie (Ariège). Extras din harta Saint-Giros 1/50.000. Carb = Carbonifer, Dev = Devonian, Sil = Silurian, Ord = Ordovician ; Camb = Cambrian. 1- izograda sericit$^+$, clorit$^+$; muscovit$^+$; 2 - izograda biotit$^+$; 3 - izograda andaluzit$^+$; 4 – izograda muscovit$^-$; andaluzit$^-$; sillimanit$^+$ şi feldspat potasic (microclin)$^+$ (după Pomerol şi Renard, 1995).

- **Epizona** este domeniul de metamorfism de joasă presiune, cu forţe de tensiune (stress) uneori puternice şi aport chimic, în prezenţa apei la temperatură slabă. Aceasta este zona sericitului, cloritelor, stilomelanului, antigoritului, actinotului, epidotului, zoizitului, albitului, glaucofanului, granaţilor manganiferi şi carbonaţilor.

Scanned with OKEN Scanner

- **Mezozona** este domeniul unui metamorfism mai intens, cu transformări chimice mai profunde, cu presiune şi temperatură mai ridicate şi cu forţe de tensiune (stress) în general puternice, dar care pot lipsi. Mineralele caracteristice sunt: biotitul, muscovitul, staurolitul, distenul, amfibolii, almandinul. Mai sunt încă prezente albitul, epidotul, zoizitul, carbonaţii. Este o zonă de tranziţie cu minerale cata- şi epimetamorfice.

- **Catazona** este domeniul importantelor recristalizări cu forţe de tensiune (stress) slabe, dar cu temperaturi şi presiuni ridicate. Mineralele principale ce se întâlnesc aici sunt: sillimanitul, andaluzitul, hiperstenul, plagioclazii calcici, biotitele, feldspaţii potasici.

Un exemplu de aplicare a zoneogeografiei în Masivul Central Francez, pornind de la reperele seriei aluminoase, a fost dat de Jung şi Roques, ca şi Barrow şi Tilley. Ei au observat următoarele zone de izometamorfism la care, pe măsura creşterii intensităţii metamorfismului, frontul meta-migmatitelor se ridică din ce în ce mai sus odată cu deplasarea de la nord (gnaise inferioare) către sud (micaşisturi superioare).

- micaşisturi superioare cu clorit şi sericit;
- micaşisturi inferioare cu două mice;
- gnaise superioare cu două mice;
- gnaise inferioare cu biotit sau muscovit înlocuite cu sillimanit;
- gnaise ultra-inferioare cu feldspat potasic fără mice.

Acest sistem este încă utilizat în Franţa cu toate că prezintă două inconveniente principale:

- numărul de minerale reper este foarte limitat (clorit, muscovit, biotit);
- adâncimea, fiind elementul primordial, se aplică numai meta-morfismului regional şi nu este adaptat decât metamorfismului de medie presiune şi temperatură.

8.3.3.3. Faciesurile metamorfice

O clasificare cu o aplicaţie universală unde presiunea şi temperatura sunt conforme cu adâncimea a fost propusă de Eskola. Acestea sunt faciesurile metamorfice, definite plecând de la seria bazică, cu o varietate mai mare de minerale şi nu de la seria aluminoasă (Fig. 82). În aceste faciesuri sunt cuprinse rocile care au o compoziţie asemănătoare şi care au suportat un metamorfism cu condiţii fizice apropiate. Astfel, au fost separate (Pomerol, Renard, 1995):

Scanned with OKEN Scanner

- faciesul zeoliţilor, definit prin cristalizarea illitului, ce marchează tranziţia între diageneză şi metamorfism (anchimetamorfism, cu temperatură inferioară celei de 300°C);

- faciesul cu prehnit-pumpellit, cu temperatură mai ridicată, între 350 şi 400°C şi cu presiune întotdeauna moderată (de exemplu, greywackele de Champsour unde cele două faciesuri sunt prezente);

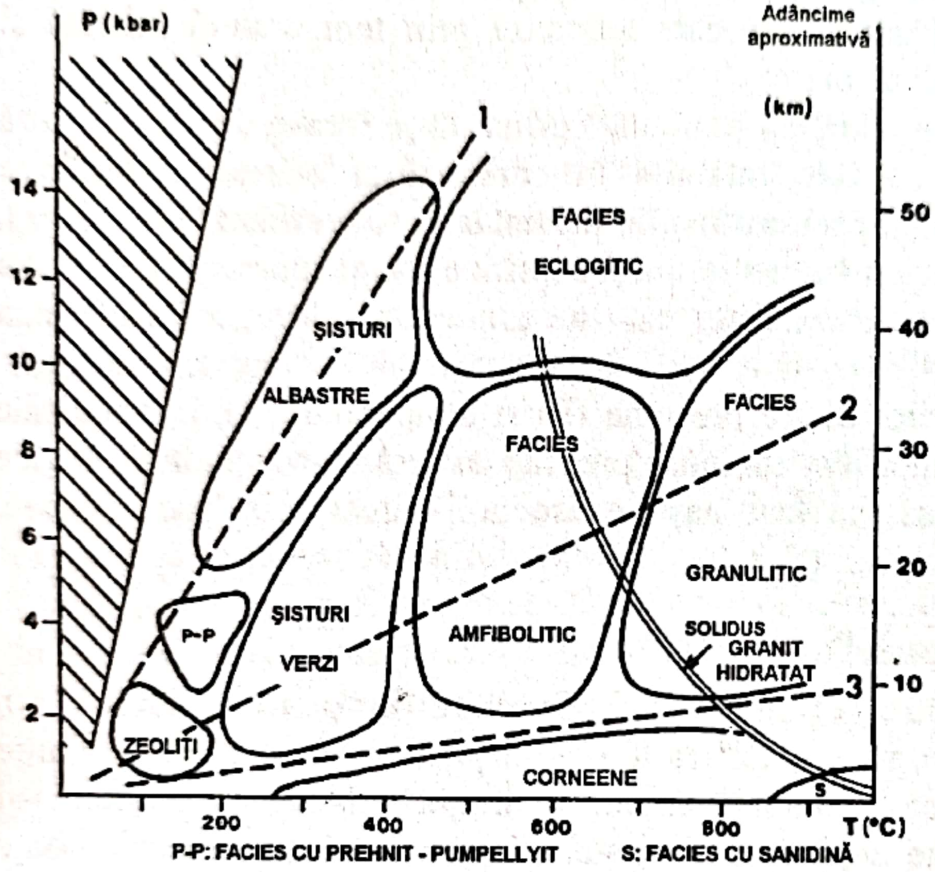


Fig. 82. Repartiţia principalelor faciesuri metamorfice în funcţie de temperatură şi presiune (după Floc'h 1968, modificat de Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995). Zona haşurată – condiţii care nu se realizează în natură. Cele 3 linii întrerupte corespund diferitelor ambianţe metamorfice definite de Miyashiro: 1 – presiune ridicată / temperatură scăzută, 2 – presiune medie / temperatură – medie, 3 – presiune joasă / temperatură ridicată.

- faciesul corneenelor (cu amfiboli şi piroxeni), caracteristic metamorfismului de contact, cu temperatură ridicată şi presiune scăzută;

- faciesul şisturilor verzi (zoizit - epidot - albit) cu temperatură joasă şi presiune scăzută (de exemplu, pânza şisturilor lustrate alpine);

- faciesul şisturilor albastre, cu jadeit, glaucofan şi lawsonit şi cu temperatură joasă şi presiune ridicată (de exemplu, metamorfismul alpin, zonele interne);

- faciesul cu disten şi sillimanit, caracterizat prin tempertură şi presiune la valori medii (ex. Masivul Maures). Se mai întâlneşte şi faciesul barrowian (în memoria geologului scoţian Barrow);

- faciesul cu andaluzit şi sillimanit, caracterizat prin temperatură înaltă şi presiune slabă (ex. Masivul Canigon);

- faciesul cu andaluzit şi staurolit este intermediar între cele două faciesuri precedente (ex. Masivul Haute-Limousin);

Scanned with OKEN Scanner

- faciesul amfibolitelor cu hornblendă şi plagioclazi este caracterizat prin presiuni ridicate (2-3 kilobari) şi temperaturi de 600 la 700°C, apropiate de fuziune;

- faciesul granulitelor, cu presiuni şi temperaturi ridicate, apropiate domeniului de anatexie. Lipsesc micele, piroxenii, sillimanitul, distenul, granatul.

- faciesul eclogitelor, unde gabbrourile şi bazaltele se transformă într-o rocă cu piroxeni şi granat. Se caracterizează prin temperatură ridicată şi presiune considerabil de mare;

- faciesul sanidinitelor, cu sanidin, corindon şi forme de temperatură ridicată de silice, ca cele întâlnite în cărămizi şi olărie. Faciesul se caracterizează prin temperatură înaltă, instantanee şi presiune foarte slabă, puţin superioară presiunii atmosferice şi cuprinde roci de contact cu lave sau cu enclave în interior. Este un metamorfism de „coacere" sau termometamorfism.

Pe baza raporturilor dintre presiune (P) şi temperatură (t), în condiţiile acţiunii unui metamorfism regional prograd asupra secvenţelor litologice din diferite faciesuri, au luat naştere asociaţii minerale şi roci diverse, specifice acestor faciesuri (Tab. 1).

8.3.3.4. „Climatele" metamorfice

Această clasificare, elaborată de Miyashiro în perioada anilor '60, pornind de la centura metamorfică a arcului japonez, a adus o contribuţie mare la înţelegerea metamorfismului. Variaţia relativă a presiunii şi temperaturii permite separarea „climatelor" metamorfice, care nu trebuie confundate cu intensitatea metamorfismului, căci în fiecare climat se pot întâlni toate gradele de metamorfism. Se pot distinge următorii gradienţi de presiune şi temperatură:

- Climatul BP-HT (presiune joasă - temperatură înaltă). Gradientul geotermic este puternic, temperatura creşte foarte puternic chiar peste o adâncime mică. Acest climat aparţine seriei denumite de tip Abukuma-Rioké (după numele platoului japonez) sau faciesul andezit sillimanit (după numele mineralelor caracteristice). Acest climat conduce adesea la anatexie.

- Climatul MP-MT (presiune medie - temperatură medie). Gradientul geotermic este mediu, de tip barrowian, şi se ajunge adesea la anatexie. Mineralele caracteristice acestui climat sunt distenul şi sillimanitul.

- Climatul HP-BP (presiune înaltă - temperatură joasă). Gradientul geotermic este slab. Presiunea creşte fără salturi evidente de temperatură

Scanned with OKEN Scanner

Şisturile albastre, cu lawsonit, glaucofan şi amfibol albastru, se formează în acest tip de climat care ajunge la anatexie.

O rocă poate evolua diferit în funcţie de climat. De exemplu, un bazalt va deveni succesiv şist verde, apoi granulit în climatul MP-MT. El va deveni şist albastru apoi eclogit în climatul HP-BP (Fig. 82).

8.4. Metamorfismul şi granitizarea. Problema originii granitelor

Având în vedere faptul că fuziunea parţială şi metamorfismul se întrepătrund, se aduc în discuţie relaţiile existente între metamorfism şi granitizare. Numeroşi autori s-au ocupat de această problemă, dar încă din 1926 lucrările lui Sederholm şi Wegmann dau un impuls nou acestei chestiuni, arătând existenţa migmatitelor şi a granitelor de anatexie. Câteva date experimentale au verificat şi completat ideile autorilor mai sus menţionaţi.

Plecând de la noţiunea de granit, ca ultim termen al metamorfismului, J. Waiart, în 1955 (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995), a efectuat o experienţă remarcabilă de anatexie, pornind de la o obsidiană din insulele Lipari. Această experimentare în laborator este deosebită, întrucât se ştie că, în general, producerea de fenomene metamorfice în condiţii de laborator nu se poate realiza, deoarece nu se pot produce concomitent temperaturi, presiuni şi stress la valorile realizate în natură şi aplicate la volume sau suprafeţe de dimensiuni mici. Iată că aceste limite au fost depăşite şi au putut fi realizate în laborator şi astfel de experimente.

Pornind, deci, de la un eşantion de obsidiană, de o compoziţie chimică globală ca a unui granit, acesta a fost introdus într-o autoclavă de oţel foarte gros şi menţinut numeroase zile în prezenţa unei soluţii alcaline, în domeniul de temperaturi de 400-700°C şi presiuni de 1500-3000 bari, comparabile cu condiţiile în care în mod natural se formează granitele.

La deschiderea autoclavei s-a putut obţine un bloc solid, cristalizat în întregime, conţinând la suprafaţă cristale de cuarţ piramidal şi ace fine de amfibol monoclinic. O placă subţire arată o asociaţie clară de feldspat şi cuarţ, fiind asemănătoare cu cele din microgranitele oarecare. În alte experimente s-au putut pune în evidenţă piroxen-egirin şi mica neagră (biotit). S-a obţinut astfel o rocă în întregime cristalină, cu constituenţi mineralogici de granite, în aceeaşi ordine de apariţie.

După această primă încercare, au avut loc şi alte experimente de sinteză a granitelor în laborator, atât în Franţa (Wyart şi Sabatier) cât şi în Germania (Winkler). Aceşti petrografi au reuşit să păstreze în toate

inv. 158724

Scanned with OKEN Scanner

experienţele presiuni de 2.000 de atmosfere, ce corespund unei adâncimi de 7-8 km şi temperaturi având valori cuprinse între 600 şi 810°C. Ei au încercat argile şi marne de diverse compoziţii. În toate cazurile s-a observat că deasupra temperaturii de 600°C se ajunge la un metamorfism de tipul gnaiselor cu cordierit, apoi o parte din amestecul topit se separă în rezidiu feromagnezian. Lichidul în fuziune cu compoziţia aplitului din granite sau chiar granodiorite conţine NaCl şi $CaCO_3$ ca şi argilele iniţiale. Aceste experienţe au arătat că metamorfismul intens al argilelor este urmat de apariţia lichidelor granitice, iar în acest caz magmatizarea urmează migmatizării. În consecinţă, în natură a putut avea loc formarea de masive intruzive.

În ceea ce priveşte **problema originii granitelor**, se face o distincţie, pe de o parte, între granitele provenite din fuziunea parţială a crustei prin procese metamorfice, iar pe de altă parte, granitele provenite din diferenţierea unei magme bazice de origine subcrustală. În funcţie de raportul izotopic al stronţiului ($^{87}Sr/^{86}Sr$) sunt posibile trei cazuri:

1. granite de origine crustală care sunt adesea asociate şisturilor cristaline şi acompaniate de migmatite;
2. granite de origine subcrustală rezultate în urma diferenţierii magmatice pornind de la o magmă bazică şi urmând un proces de cristalizare fracţionat;
3. granite de origine mixtă (granodiorite, monzogranite şi granitele din complexele inelare anorogenice). Aceste granite de origine mixtă au valori intermediare ale raportului $^{87}Sr/^{86}Sr$, faţă de valorile aceloraşi rapoarte din granitele crustale şi respectiv subcrustale. În acest caz granitizarea corespunde unui echilibru al elementelor din scoarţă, cuprinse la o adâncime între 10 – 20 km (adică la o presiune litostatică între 2 – 4 kilobari şi respectiv o temperatură între 600 – 900 °C). Procesele complexe ale granitizării mixte sunt exprimate în Fig. 83.

Astfel, istoria granitelor este intim legată de evoluţia continentelor.

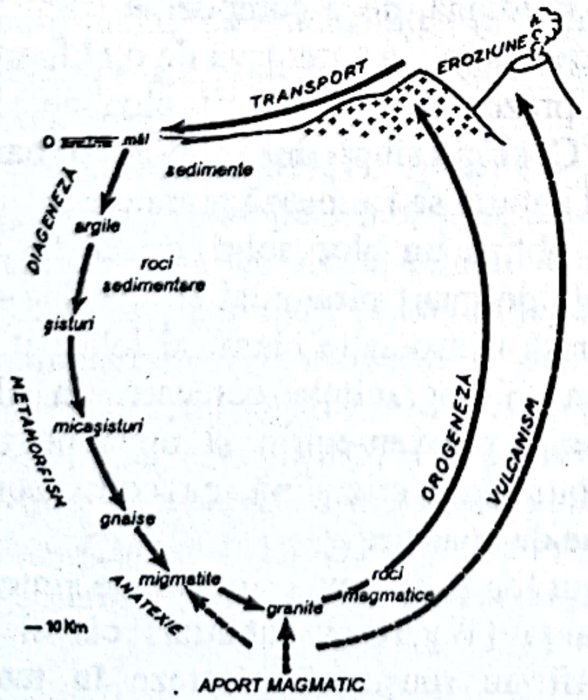


Fig. 83. Schiţa ciclului geochimic în litosferă. Granitul, forma de echilibru a elementelor scoarţei la o adâncime de ordinul a 10 km, devine metastabil în afloriment şi vulnerabil sub acţiunea agenţilor de eroziune (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Scanned with OKEN Scanner

Scanned with OKEN Scanner

Capitolul 9

Tectonica plăcilor

În cursul anilor '60 din secolul trecut, ştiinţele Pământului au suferit o veritabilă revoluţie care poate fi comparată cu teoria darwinistă din biologie asupra evoluţiei (secolul al XIX-lea).

Această teorie repune în discuţie două noţiuni: cea de derivă a continentelor şi cea de expansiune a fundurilor oceanelor. Teoria tectonicii plăcilor, denumită şi teoria tectonicii globale, nu reprezintă decât cristalizarea finală a unei întregi serii de lucrări precursoare, un aport conceptual şi metodologic major revenindu-i lui **Alfred Wegener** (1880-1930).

9.1. Deriva continentelor

Similitudinea ţărmurilor continentelor african şi sud-american a frapat mult timp pe numeroşi observatori (**Bacon**, 1620; **Placet**, 1658; **Snider**, 1859; **Taylor**, 1910; **Baker**, 1911). Aceste observaţii nu au fost suficient de bine exploatate de autorii lor şi, astfel, cu timpul, au fost uitate. O singură lucrare, a lui **Wegener**, s-a distins atât printr-o argumentare foarte bine documentată şi printr-o deosebită capacitate de interpretare şi utilizare a datelor provenite de la discipline diferite.

9.1.1. Ipoteza lui Wegener

Prima prezentare a teoriei lui **Wegener** datează din 1912, în cursul unei conferinţe în cadrul Asociaţiei Geografilor Germani (Wegener era geograf meteorolog). În perioada în care a trăit Wegener, se considera că Pământul a provenit din Soare, fiind iniţial incandescent, a continuat să se solidifice, dar şi să se contracte. A rezultat o diferenţiere geochimică, ce a condus la separarea mai multor pături în structura internă a Pământului: SIAL, SIMA şi NUCLEUL.

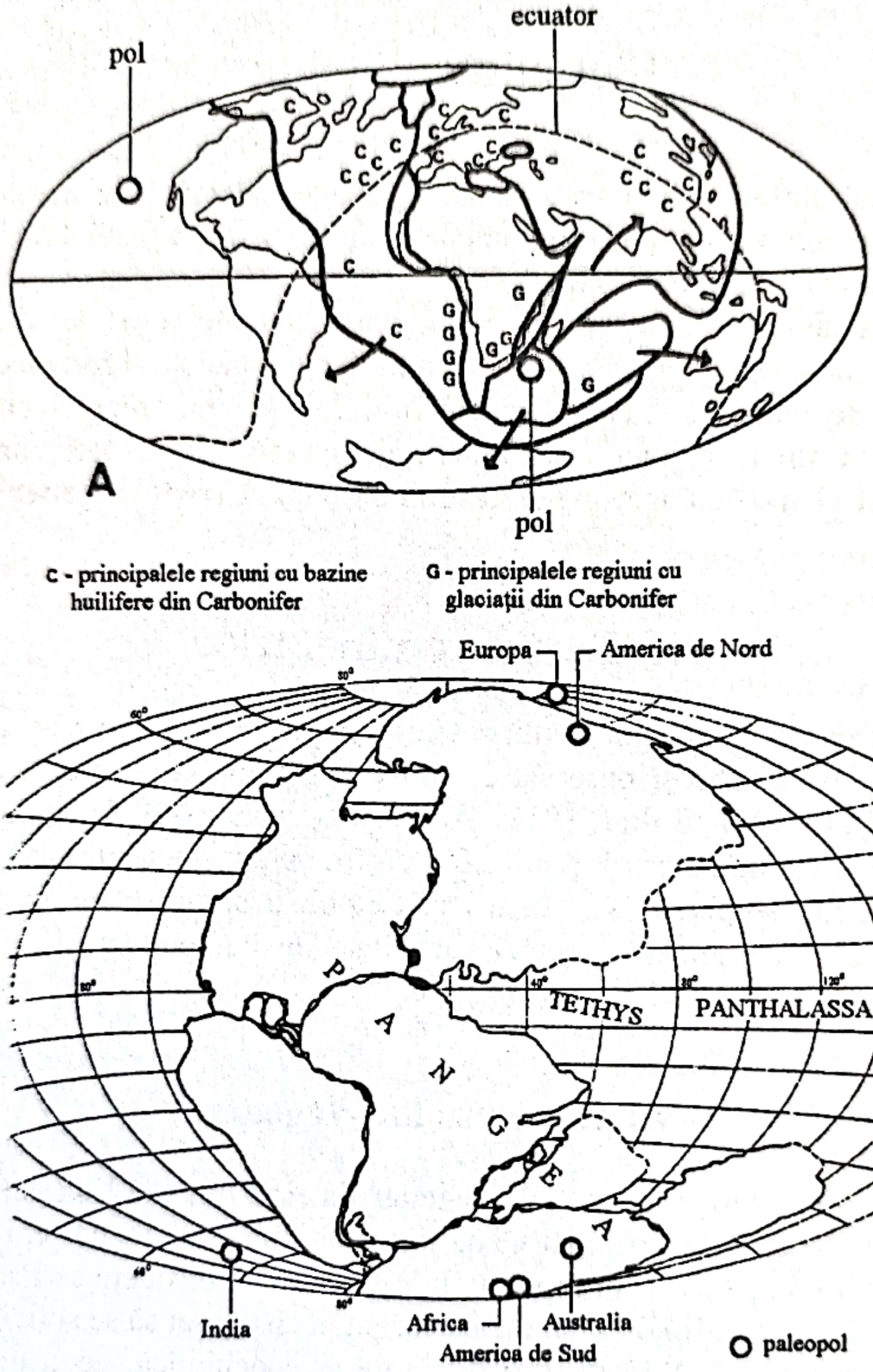


Fig. 84 A) Reconstituirea Pământului la finele Paleozoicului (după Wegener, 1915). Continentele actuale sunt regrupate într-un bloc unic, Pangea, înconjurat de Oceanul Panthalassa. De notat logica repartiţiei bazinelor huilifere şi a sedimentelor glaciare. B) Reconstituire modernă pentru aceeaşi epocă, plecând de la datele paleomagnetice (după Dietz şi Holden, 1970). Comparând cele două reconstituiri se observă foarte bine cât de bine a realizat Wegener reconstituirea (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Scanned with OKEN Scanner

Contractarea a provocat la suprafaţă generarea unor forţe de compresiune, care au generat la rândul lor o serie de pliuri ale crustei. Aceste pliuri au bombat crusta, în unele zone creând continentele, sau au generat zone joase, depresionare - bazinele oceanice. Conform acestui model, continentele şi oceanele erau legate între ele, fiind create deci de aceleaşi forţe. Cu timpul, observându-se mişcarea pe verticală a scoarţei, a fost necesară elaborarea unei noi teorii – principiul izostaziei (principiul compensaţiei în echilibru).

Wegener nu a fost convins de acest model „contractiv" al scoarţei, care nu explică complementaritatea formelor continentelor actuale şi nici a repartiţiei centurilor de lanţuri montane (după acest model „contractiv" lanţurile montane ar fi trebuit să fie uniform răspândite pe suprafaţa terestră).

În urma analizei minuţioase a datelor geografice, geofizice şi paleontologice, el a elaborat o teorie nouă, care a fost publicată în 1915 în cartea intitulată: *Originea continentelor şi oceanelor.*

Wegener susţine ipoteza fragmentării unei mase continentale unice existente (acum 270 M.a.) la finele Paleozoicului (**Pangea**), înconjurată de un ocean unic (**Panthalassa**) în blocuri având o deplasare relativă (Fig. 84. A.). Astfel, continentele, constituite din SIAL (idee mai veche), derivă uşor, ca nişte plute, pe SIMA ce constituie fundul oceanelor. Ipoteza lui Wegener este legată de principiul izostaziei pe care, de altfel, se bazează. Dacă continentele sunt susceptibile unei mişcări pe verticală, ele trebuie să fi avut şi o capacitate de deplasare pe orizontală dacă s-a aplicat o forţă motrice suficient de puternică. Pentru Wegener, munţii, prin cutele lor, reflectă o compresiune orizontală, probând astfel existenţa unei astfel de forţe. Wegener a încercat să stabilească originea acestei forţe, considerând-o a fi legată de rotaţia Pământului, idee ce reprezintă un punct slab al ipotezei sale. El susţine că pe sferoidul terestru, datorită rotaţiei, continentele au derivat către vest (rămânând în urma rotaţiei) şi către ecuator (efect axifug). Astfel a putut explica localizarea lanţurilor montane într-o centură meridiană (de exemplu centura pacifică) şi o centură latitudinală (centura tethysiană sau alpină într-un sens mai larg). În acest sens al derivei, lanţurile montane de tipul cordilierelor americane s-au format în faţa continentelor prin „efectul de proră" în timp ce arcul insular japonez a fost abandonat în urmă prin „efectul de pupa". În acelaşi timp, efectul de prora provoacă o învolburare a SIAL, care implicit induce ridicări ale magmei, explicând vulcanismul „centurii de foc" pacifice. În schimb, coliziunea continentelor a generat lanţurile de tip eurasiatic (Alpi, Himalaia etc.).

Scanned with OKEN Scanner

9.1.2. Dovezi ale derivei continentelor

9.1.2.1. Argumente topografice

- Similitudinea dintre formele actuale ale coastelor Africii şi Americii de Sud ce permite îmbucarea celor două continente, utilizând marginile platoului continental, cu atât mai mult linia de ţărm (Fig. 85 A).

- Date statistice de topografie a globului, care evidenţiază frecvenţa în ambele continente a reliefurilor de + 300 m altitudine şi de - 4.800 m pentru oceane. Aceste argumente erau în concordanţă cu modelul „celor două strate" în echilibru izostatic, corespunzător epocii respective (SIAL / SIMA). O îmbucare mai bună a celor două continente a fost posibilă pentru un nivel mediu situat între curbele de - 2.000 m şi - 3.000 m (Bullard et al., 1965).

9.1.2.2. Argumente geologice

- Existenţa în cele două continente, Africa şi America de sud, a două nuclee de roci foarte vechi (cratoane), precambriene, cu o vârstă mai mare de 2 milioane de ani (Ma). Dacă se urmăresc cele două continente într-un bloc unic, se observă o bună concordanţă a celor două structuri precambriene (Fig. 85 B). De exemplu, datarea rocilor din regiunea Sao Louis do Maranhaa (Brazilia) la 2 miliarde de ani arată că acestea reprezintă o bucată de craton vest african, smuls de continentul sud-american.

- Aceste scuturi vechi sunt înconjurate de formaţiuni geologice proterozoice şi paleozoice mai recente, cu vârste cuprinse între - 650 şi - 450 Ma, care prezintă structuri decupate din zona liniei de ţărm a celor două continente.

- În aceeaşi idee se încadrează şi lanţul caledonian din Paleozoicul inferior care se întinde din Europa în Groenlanda şi în Appalachi. La fel se poate vorbi de lanţul hercinic din Paleozoicul superior care se întinde din Mauritania, în Appalachi şi în Europa medie.

9.1.2.3. Argumente paleontologice

Fauna şi flora Americii de Nord şi a Europei, a Americii de Sud şi a Africii, precum şi a Australiei, Africii de Sud, a Indiei şi a Patagoniei, prezintă mari similitudini până la începutul Mezozoicului, după care se diversifică.

Scanned with OKEN Scanner

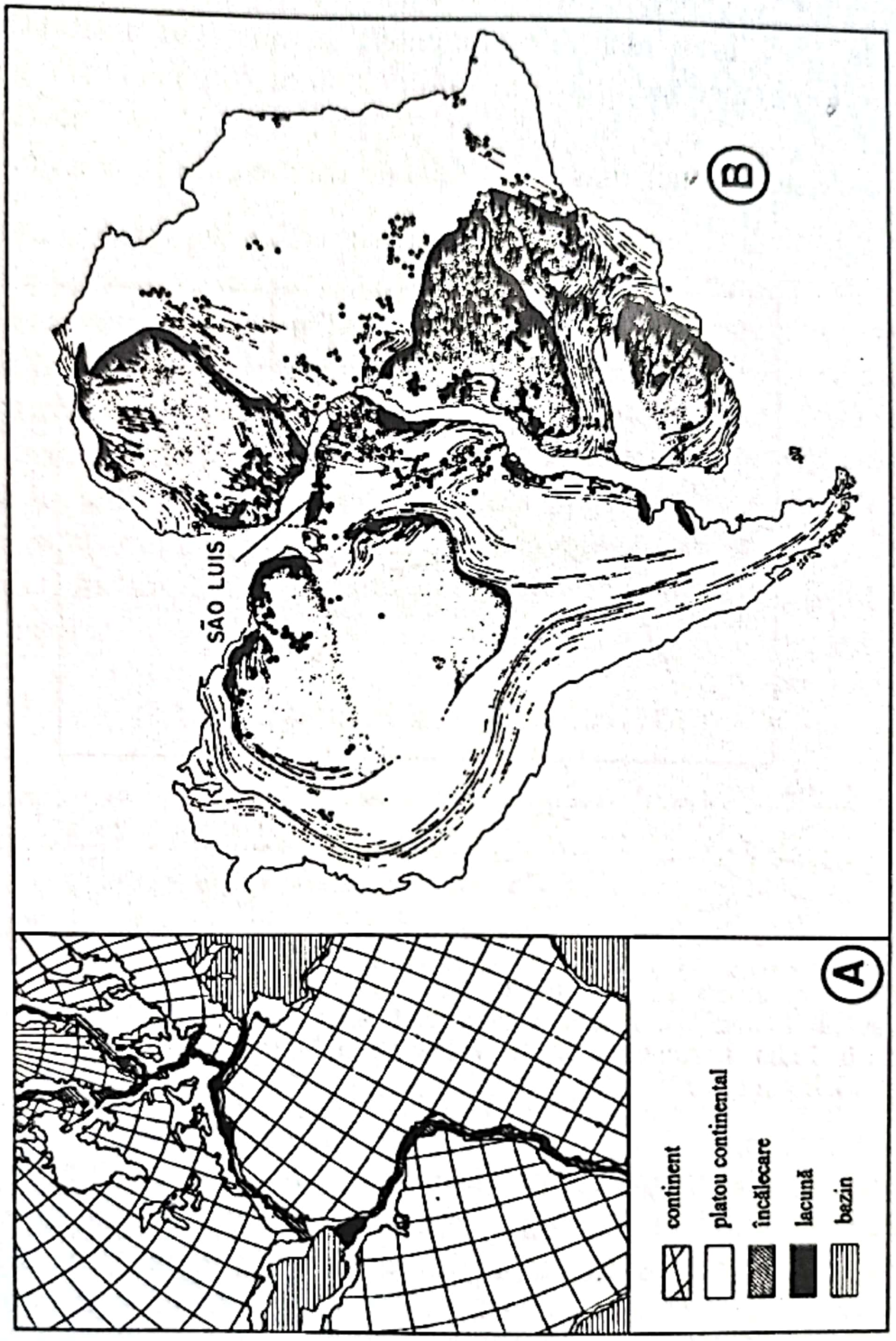


Fig. 85 Îmbucarea continentelor realizată pe calculator de către Bullard şi alţii (1965), pornind de la linia de -2000m adâncime (taluzul continental). Ajustarea nu este perfectă, existând lacune (în negru), zone de încălecare (haşuri oblice), dar aceste zone nu depăşesc 100 km. B) Continuitatea structurilor geologice de o parte şi de alta a Oceanului Atlantic. Cratoanele vechi (>2000 Ma) sunt reprezentate în gri. Cercurile negre reprezintă locurile unde au fost datate roci de vârstă mai mare de 2000 Ma, cercurile albe cele în care se găsesc roci mai noi. Liniile reprezintă structuri mai recente, a căror vârstă este, în general, cuprinsă între 650 şi 450 Ma (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Scanned with OKEN Scanner

În epoca lui Wegener, acest fapt era dominat prin ideea existenţei acelor punţi de legătură între masele continentale ce au făcut posibilă migrarea faunei şi a florei (idee menţinută de unii paleontologi până la sfârşitul anilor '50). Această idee este în opoziţie cu mecanismul de izostazie, care presupune existenţa unor mase continentale uşoare care se scufundă într-un strat inferior mai dens.

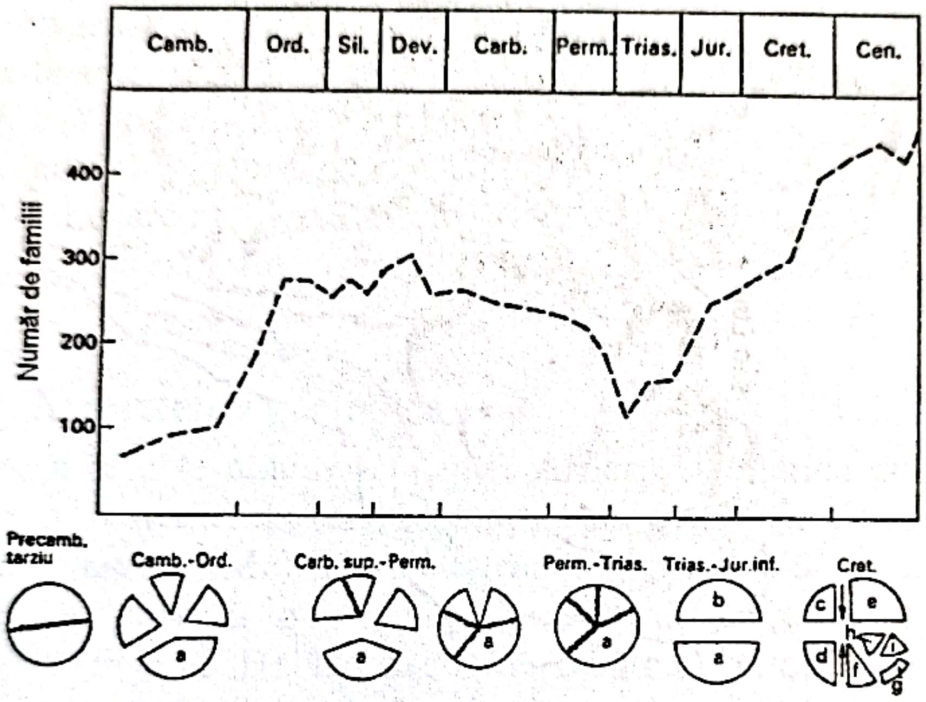


Fig. 86 Corelarea diversităţii speciilor de animale cu suturile şi rupturile între continente: a. Gondwana, b. Laurasia, c. America de Nord, d. America de Sud., e. Eurasia, f. Africa, g. Antarctica, h. India, i. Australia (după Valentine şi Moores, în Hallam, 1976, fide Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Pentru Wegener toate acestea nu pot fi interpretate decât astfel: până la finele Paleozoicului, exista un continent unic, fragmentat, începând cu Triasicul, în două subcontinente, Laurasia la Nord şi Gondwana la Sud, apoi în numeroase elemente în cursul Cretacicului, pentru a se crea mai târziu continentele actuale. Aceste idei sunt acceptate de studiile paleontologice actuale, fazele de sudură a blocurilor continentale fiind echivalente unei slabe diversităţi a faunei şi a florei, în schimb fazele de îmbucare a continentelor fiind corespunzătoare unei mari diversităţi faunistice şi floristice (Fig. 86).

Scanned with OKEN Scanner

9.1.2.4. Argumente climatice

- Fiind meteorolog, Wegener a dat o atenţie deosebită reconstrucţiilor paleoclimatice. Astfel, la finele Paleozoicului, în Carbonifer au fost recunoscute sedimente glaciare, aşa numitele tilite (conglomerate morenaice cu matrice argiloasă sau arcozică de coloraţie variabilă) în America de Sud şi în Australia.

- Pentru aceeaşi perioadă, terenurile cu zăcăminte de cărbuni au conţinut o floră de pteridophyte (ferigi) ce se poate traduce prin prezenţa în aceste zone a unui climat de tip ecuatorial. De exemplu, astfel de regiuni se întâlnesc în estul Americii de Nord, în Europa de Nord şi nord-estul Asiei. Prin poziţia actuală a continentelor, repartiţia acestor două tipuri de sedimentele, glaciare şi cu cărbuni, este total aberantă. În schimb, repartiţia lor după logica lui Wegener este perfectă (Fig. 84 A). Astfel, sedimentele glaciare sunt depuse în jurul poziţiei presupuse a polului Sud din Carbonifer, în timp ce sedimentele cu cărbuni acoperă o bandă paralelă cu paleoecuatorul.

9.1.3. Opoziţii la teoria lui Wegener

Concepţia wegeneriană a reprezentat până în 1922 o idee coerentă, argumentată, la care au aderat numeroşi partizani. Progresul cartografiei – în mod deosebit prin elaborarea în 1924 a hărţilor tectonice ale Eurasiei de către **E. Argand** – a permis chiar schiţarea unei tectonici globale.

Începând din 1925, s-a dezvoltat o puternică şi virulentă opoziţie la deriva continentelor, ce surprinde astăzi şi care a încremenit geologia într-o dogmă fixistă, până către anul 1960.

Opoziţia principală a venit din partea geofizicianului sir **H. Jeffreys**, care a arătat că forţele de maree legate de rotaţia Pământului, invocate de Wegener, nu pot deplasa continentele. Mai mult, el a demonstrat că această „maree motrice" prin forţa sa, care ar fi putut deplasa continentele spre vest, ar fi putut în acelaşi timp opri rotaţia globului în mai puţin de un an. Astfel, competenţa lucrărilor lui Jeffreys a dus la abandonarea mecanismului propus de Wegener. Din păcate, a fost eliminat întregul ansamblu al teoriei lui Wegener, neţinându-se cont de calitatea analizei diferitelor date făcută de Wegener şi fără a fi propusă o altă soluţie în loc.

În acest timp, geofizica şi geochimia, care au preluat o importantă parte a ştiinţelor Pământului, s-au raliat cu prudenţă la eliminarea teoriei lui Wegener, prin imposibilitatea exprimării ei matematice, dar în acelaşi timp,

Scanned with OKEN Scanner

recunoscând că această idee a lui Wegener este justă şi provine din observaţii naturaliste. Astfel, s-a pierdut o jumătate de secol de evoluţie a geologiei.

Lovitura de „graţie" dată derivei continentelor a avut loc în 1928 la un simpozion organizat de A.A.P.G. (American Association of Petroleum Geologists). Reconstrucţiile paleogeografice au fost considerate aproximative, cel puţin pentru emisfera nordică, iar racordul bun de structuri de o parte şi de alta a Oceanului Atlantic a fost considerat ca un argument de imobilism, deoarece aceste structuri ar fi fost deformate dacă ar fi avut loc o derivă. Caracterul tropical al florei generatoare de cărbuni şi originea glaciară a tillitelor au fost considerate valabile. S-a pus chiar problema manipulării de date şi de o pseodo-ştiinţă.

Absenţa motorului derivei, după demonstraţia lui Jeffreys, a creat în parte o ostilitate împotriva ideii lui Wegener şi din cauza unui motiv mai puţin nobil, acela că Wegener nu face parte din „familia" geologilor, el fiind meteorolog.

Cu toată această ostilitate generală, Wegener a avut şi unii succesori dintre care se remarcă **Du Toit** în Africa de Sud, **E. Argand** în Elveţia, care a explicat formarea Alpilor prin coliziunea Africii cu Europa şi, de asemenea, **E. Holmes** în Marea Briatnie (părintele scării radiocronologice). Reluând ideea geofizicianului olandez **Meinesz** din 1930, el a eliminat slăbiciunea principală a modelului Wegener propunând un alt mecanism pentru derivă şi anume prezenţa curenţilor de convecţie din manta, legaţi de căldura degajată de reacţiile nucleare. Holmes va avea o influenţă mare în menţinerea prezenţei „ideii mobiliste" graţie unei lucrări deosebite apărută în 1944 şi intitulată *Principles of physical geology*, pregătind comunitatea geologică engleză pentru elaborarea teoriei tectonicii plăcilor.

9.1.4. Redescoperirea derivei continentelor

Geofizica, cea care a dat o lovitură puternică acestei teorii a lui Wegener, aduce noutăţi în gândirea geologică la finele anilor '50. Datele paleomagnetice se înmulţesc şi astfel apare posibilitatea trasării curbelor de migraţie aparentă a polilor (Fig. 35). Se constată astfel că traseele obţinute pentru diferite continente nu coincid cu deplasările relativeale acestora unele faţă de altele. Se poate însă reconstitui poziţia continentelor pentru o epocă dată. Astfel, prin compararea figurilor din text (Fig. 84 B şi Fig. 84 A), se poate observa justeţea intuiţiei lui Wegener prin schema paleogeografică pe care a făcut-o

Scanned with OKEN Scanner

pentru Carbonifer (Fig. 84 A) comparativ cu schema de reconstrucţie paleogeografică modernă, a aceleiaşi epoci, alcătuită pe baza datelor paleomagnetice (Dietz, Holden, 1970) (Fig. 84.B).

9.2. Expansiunea fundurilor oceanice

Începând cu 1928, A. Holmes a avansat ipoteza expansiunii oceanice, dar ideea nu a căpătat importanţă decât treizeci de ani mai târziu, când **M. Ewing** şi **B. Heezen** au stabilit continuitatea de dorsale oceanice (rides), arătând că ele reprezintă cel mai mare sistem de structură geologică a planetei cu o lungime de 65.000 km, care se întinde pe întreaga lungime a Oceanului Atlantic, traversează apoi Oceanul Indian pentru a reveni în California şi a traversa Oceanul Pacific.

9.2.1. Ipoteza lui H. Hess (1962)

Plecând de la ideea că mantaua cuprinde celule largi de convecţie, **Hess** a reunit într-o singură ipoteză trei tipuri de informaţii aparent disparate:

1. Existenţa la nivelul marilor fose oceanice care mărginesc arcurile insulare a unei importante anomalii negative gravimetrice care a fost interpretată ca o manifestare a ramurii descendente a unui curent de convecţie.
2. Faptul că dorsalele medio-oceanice nu au evidenţiat roci sau sedimente mai vechi decât Mezozoicul.
3. Existenţa dorsalelor medio-oceanice care au fost interpretate ca o manifestare a unui curent ascendent de ridicare a materialului din manta. Materialul cald (topit) este ridicat (expulzat) din profunzime formând fundul oceanelor la nivelul dorsalelor (Fig. 87 şi Foto 27). Acest fund nou creat se deplasează lateral ca un *covor rulant* până la fosele oceanice, pentru a se afunda în manta. Astfel, fundul oceanului ar trebui să fie mai tânăr decât începutul Mezozoicului, pentru că el este într-o permanentă reînnoire. Dar utilizând unele elemente de stratigrafie oceanică, Hess a estimat că deriva fundului oceanic se manifestă cu o viteză de 1 cm/an, care este de zece ori mai mică decât cea estimată de Wegener. Mai mult, Hess consideră că continentele sunt antrenate pasiv de acest *covor rulant* oceanic, dar că densitatea mică a acestora nu le permite să plonjeze în manta şi astfel rămân

Scanned with OKEN Scanner

totdeauna la suprafaţa globului. După cum se poate observa, apare o dualitate fundamentală între *crusta continentală perenă şi crusta oceanică în permanentă reciclare.*

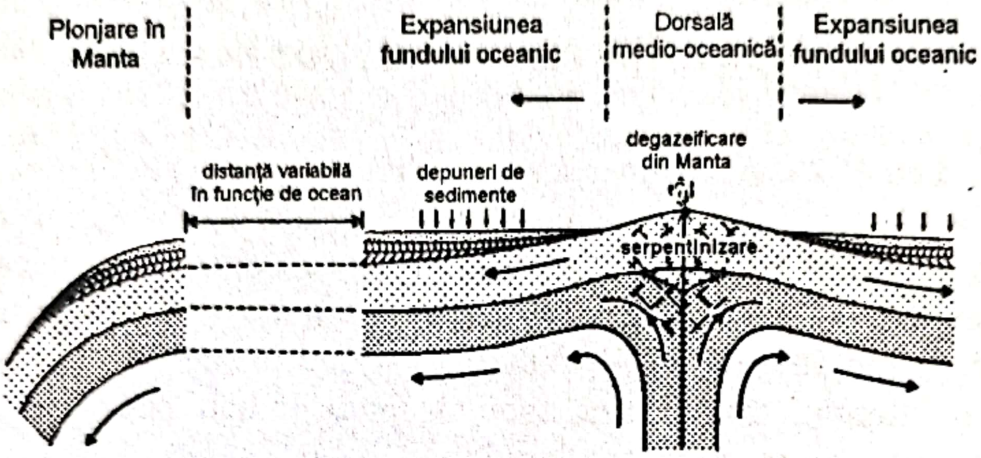


Fig. 87 Ipoteza lui Hess (schema adaptată de Allègre,1983). Crearea materialului fundului oceanic la nivelul dorsalei, resorbţia la nivelul fosei oceanice. Hess postula existenţa unei zone serpentinizate la nivelul dorsalei pentru a explica variaţia propagării undelor seismice (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Hess însuşi este prudent cu ipoteza sa, calificând-o ca o manifestare „geopoetică".

Dietz, în aceeaşi epocă cu Hess, dar cunoscând lucrările acestuia, publică o lucrare identică, dar în care, pentru prima oară, apare termenul de expansiune a fundului oceanic (*sea-floor spreading*) şi în care autorul menţionează că nu este crustă oceanică unitatea care derivă lateral, ci o unitate entitate mai mare, şi anume litosfera.

Indiferent sub ce formă a fost exprimată de Hess sau de Dietz, teoria expansiunii fundurilor oceanice nu a declanşat o manifestare de entuzism în lumea geologică. Numai **Tuzo Wilson** s-a raliat noii teorii, menţionând că insulele oceanice sunt cu atât mai vechi cu cât sunt mai depărtate, ceea ce relevă că ele nu s-au născut pe dorsale, ci la nivelul unor puncte calde, aşa-numitele *panaşe de manta.*

Scanned with OKEN Scanner

9.2.2. Lucrările lui Vine şi Matthews (1963): Interpretarea profilelor de anomalii magnetice

Interpretarea datelor paleomagnetice a impus ideea unei expansiuni continue a fundurilor oceanice. Astfel, către sfârşitul anilor '50, măsurătorile magnetice din campaniile oceanografice s-au acumulat fără a fi capabile să dea interpretări satisfăcătoare. S-a observat, de exemplu, că valorile măsurătorilor sunt uşor mai mari sau uşor mai mici decât valorile aşteptate. Diferenţele erau în medie de 100 γ, putându-se vorbi de anomalii pozitive când acestea depăşeau valorile normale sau anomalii negative când acestea erau sub valorile normale. Cartografiindu-se aceste zone de anomalii, s-a observat:

1. Anomaliile sunt repartizate în benzi ce alternează mai mult sau mai puţin regulat, transformând fundul oceanelor într-o *piele de zebră* (Fig. 39).
2. Zonele de anomalii sunt decalate orizontal de o parte şi de alta a fracturilor oceanice.
3. La fel, în apropierea dorsalelor oceanice, benzile cu anomalii prezintă un paralelism cu axa dorsalelor.

Pentru explicarea acestor fenomene, englezii **Vine** şi **Matthews** şi canadianul **Morley** (nejustificat uitat) au avut ideea de a reuni rezultatele provenind din direcţii ştiinţifice foarte diferite:

1. Mecanismele de reţinere a magnetizării termoremanente.
2. Scara inversiunilor magnetice care a fost dezvoltată după lucrările lui **Bruhnes** şi **Matuyama**.
3. Ipoteza emisă de Hess în 1962, care consideră dorsalele ca locul de ridicare şi expulzare a materialului fluid ce a dat naştere fundului oceanelor cu aspect de „covor rulant".

În baza acestor observaţii directe sau obţinute prin consultarea unor lucrări diverse, s-a putut considera că bazaltele ejectate la nivel de dorsale în timpul unei perioade normale, prin răcire, au păstrat un magnetism de acelaşi sens cu câmpul actual. Dacă aceste bazalte au fost expulzate în timpul unei perioade inverse, magnetizarea lor este de sens opus (Fig. 88).

Dacă vaporul care făcea înregistrările era deasupra unei zone normale, atunci se înregistra un câmp magnetic terestru plus cel al bazaltelor (anomalie pozitivă); dacă vaporul era deasupra unei zone inverse, atunci se înregistra un câmp magnetic terestru minus cel al bazaltelor (anomalie negativă) (Fig. 88 B).

Scanned with OKEN Scanner

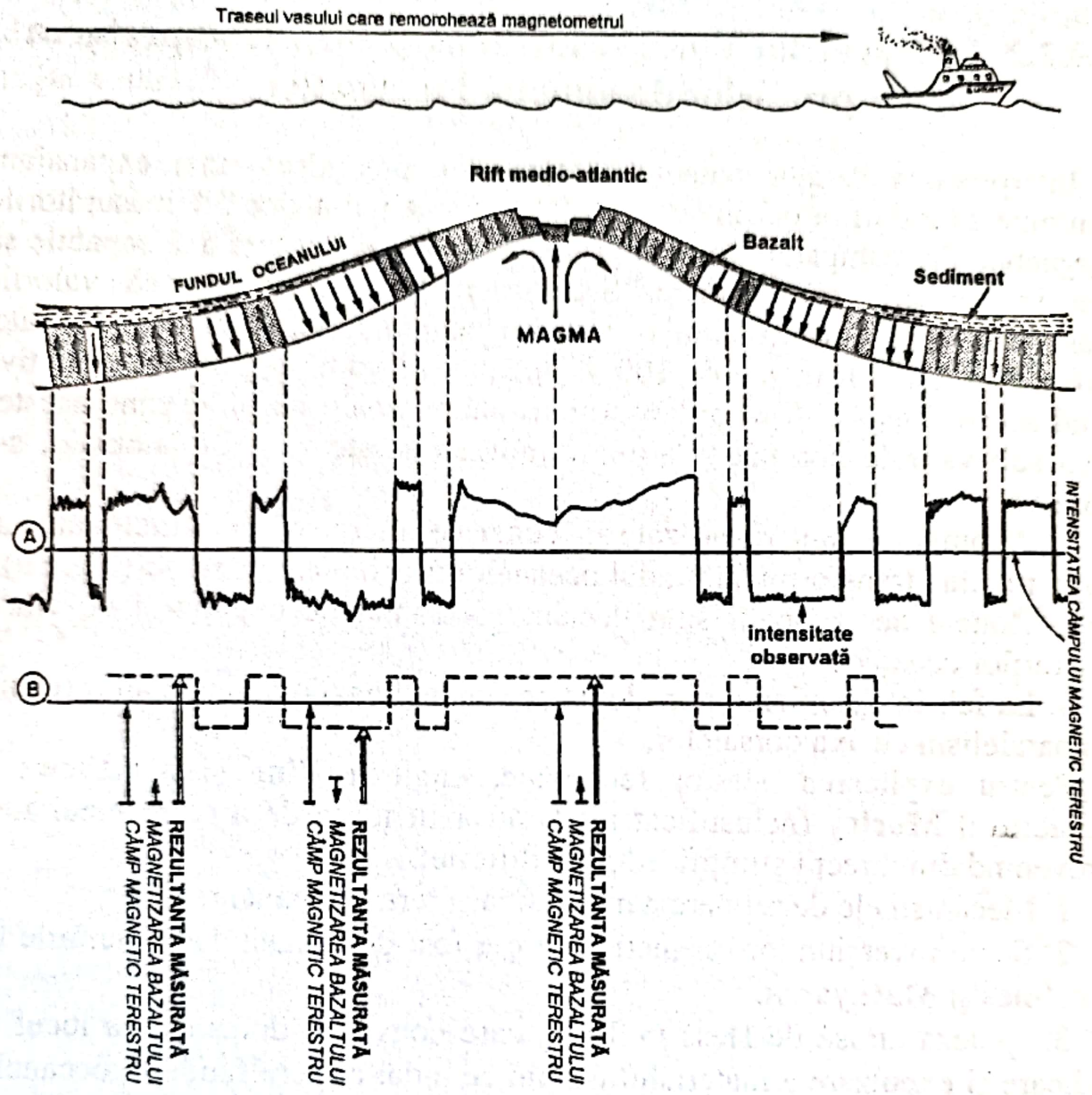


Fig. 88 Înregistrarea câmpului magnetic terestru. A) Curba anomaliilor magnetice: zonele în care intensitatea măsurată a câmpului este superioară valorii medii teoretice se numesc zone de anomalii pozitive, iar cele în care este inferioară - zone de anomalii negative. B) Interpretarea curbei: intensitatea măsurată este rezultanta intensității câmpului terestru global și cea a câmpului legat de magnetismul bazaltelor fundului oceanic (după Ch. Pomerol și M. Renard, 1995).

Această repartiție a anomaliilor în benzi paralele cu dorsala se traduce printr-o creație (acreție) și o expansiune continuă a fundului oceanic (*sea-floor spreading*); ea nu a fost admisă dintr-o dată, pentru că și aceste înregistrări magnetice au creat multe probleme. Numeroase falii și crăpături au creat decalaje în structurile magnetice, prin decalarea benzilor de

Scanned with OKEN Scanner

anomalii. Cu toate acestea, simetria acestor anomalii faţă de dorsale şi rezolvarea problemei decalajelor anomaliilor prin înregistrări de la suprafaţă susţin valabilitatea teoriei expansiunii fundurilor oceanice. Pe baza simetriei anomaliilor faţă de dorsale s-a putut calcula viteza de expansiune a fundurilor oceanice (Fig. 89) şi vârsta diferitelor anomalii. De exemplu, viteza medie de expansine a Oceanului Atlantic este de 2 cm/an: în zona dorsalei Juan de Fuca este de 3 cm/an, iar în zona dorsalei Est - Pacifice de 4-5 cm/an. S-a constatat astfel că viteza variază de la ocean la ocean şi chiar de la o parte la alta a dorsalelor. La aceste rezultate, pentru argumentarea validităţii conceptului de expansiune a oceanelor, se mai adaugă şi alte numeroase date ca: vârsta sedimentelor, seismicitatea dorsalelor şi a foselor, vulcanismul oceanic, gravimetria şi fluxul termic.

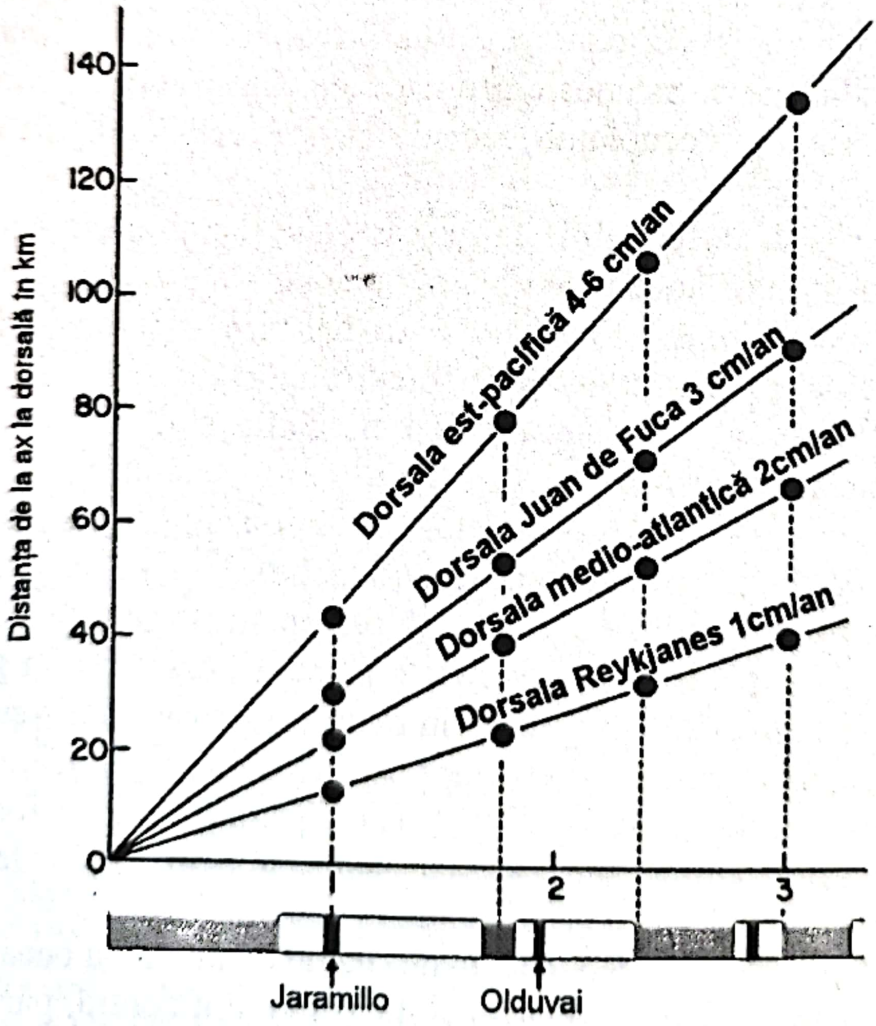


Fig. 89 Viteza de expansiune a fundurilor oceanice calculată plecând de la distanţa de la anomaliile magnetice până la dorsale (după Allègre, 1983, fide Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995). Se constată că viteza variază de la un ocean la altul, de-o parte şi de alta a unei dorsale.

Scanned with OKEN Scanner

9.3. Teoria tectonicii plăcilor

La sfârşitul anilor '60 a fost elaborată ipoteza tectonicii plăcilor. Paternitatea acestei ipoteze revine mai multor autori ca: **Mc Kenzie** şi **Parker**, 1967; **Morgan** şi **Le Pichon**, 1968. Ei au reluat de fapt toate ideile epocii respective care au luat naştere în diferite laboratoare utilizându-se diverse tehnici şi metode.

9.3.1. Principii teoretice

Ipoteza tectonicii plăcilor repune în discuţie următoarele chestiuni:

1. Distincţia reologică dintre două pături externe ale globului terestru.

De o parte este litosfera, prin care se înţelege scoarţa plus partea superficială a mantalei superioare, puţin deformabilă, cu o grosime de 100 km, iar pe de altă parte, astenosfera ductilă caracterizată prin fluajul său important care permite decuplajul mecanic al litosferei în raport cu restul mantalei.

2. Litosfera rigidă, susceptibilă la mişcare, din cauza decuplajului, este constituită dintr-un mic număr de unităţi - plăcile - ale căror *margini sunt prin definiţie zone seismice*. Seismele se traduc prin fricţiuni şi deformări legate de mişcarea relativă a plăcilor unele în raport cu altele. Deformările interne ale plăcilor sunt slabe, în raport cu marginile, şi din punct de vedere global plăcile sunt considerate nedeformabile.

3. Plăcile se nasc la nivelul dorsalelor (zone de acreţie) şi sunt resorbite la nivelul planelor Benioff (fenomene de subducţie).

4. Plăcile sunt susceptibile de mişcări orizontale legate de curenţii de convecţie din manta şi de mişcări verticale legate de creşterea în grosime a litosferei în detrimentul astenosferei, prin răcire care provoacă o subsidenţă. Energia necesară mişcărilor litosferei este deci de origine termică.

Primul model care cuprindea 6 plăci (Le Pichon, 1968) a fost ulterior complicat prin adăugare de subplăci, iar astăzi modelul cuprinde 12 plăci principale (Fig. 90).

Noţiunea de placă este independentă de cea de continent şi ocean: o placă poate fi în întregime oceanică (placa pacifică) sau, din contră, părţi de zone continentale şi zone oceanice (Fig. 90 şi 91 D). Marginile plăcilor corespund la trei tipuri de structuri (Fig. 91 A):

Scanned with OKEN Scanner

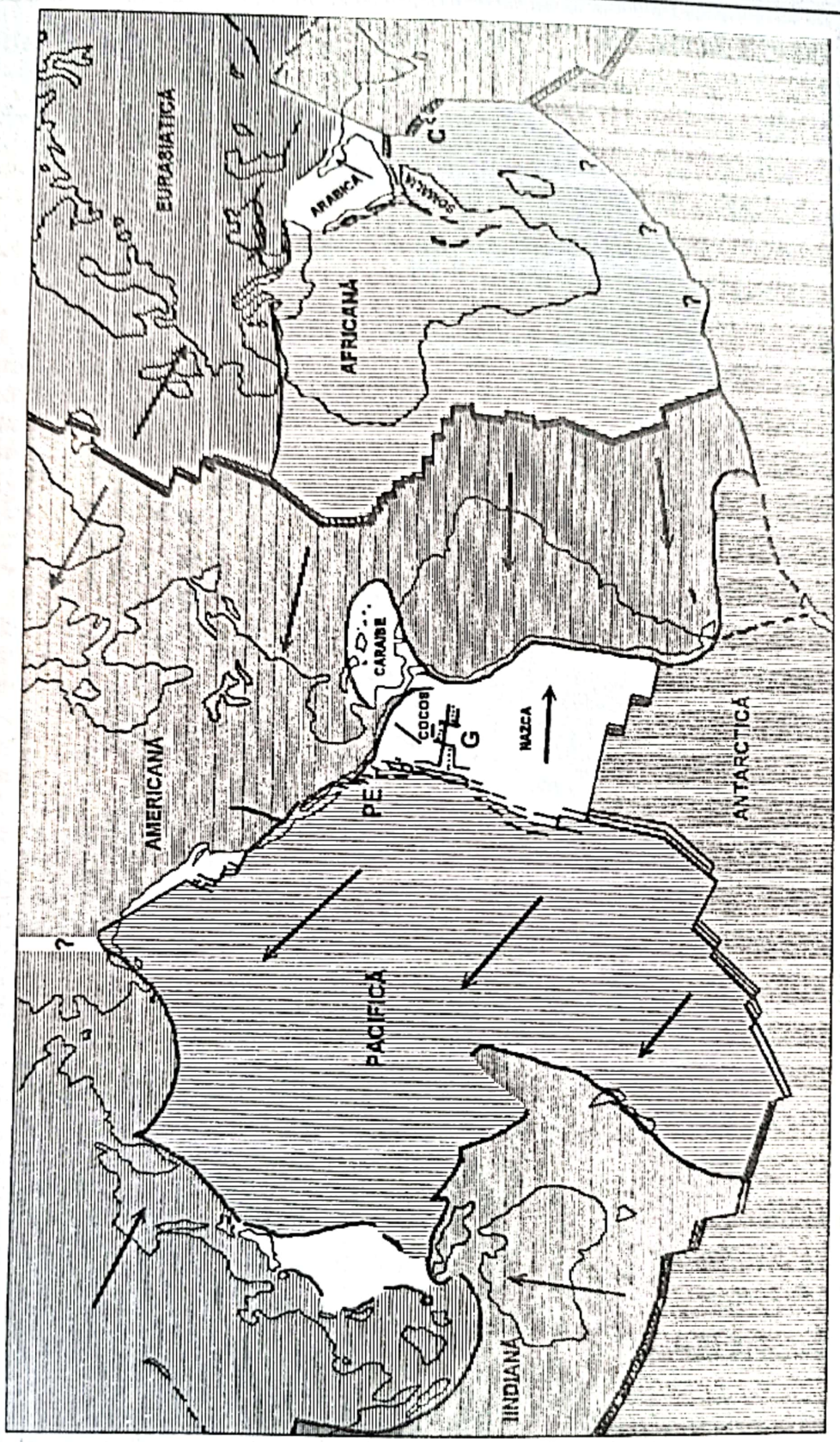


Fig. 90 Repartiția plăcilor pe suprafața globului. Mișcarea lor relativă este indicată presupunând imobilă placa africană. G. Dorsala Galapagos; P.E. Dorsala Pacificului de Est, dorsale rapide unde au fost observate iviri hidrotermale; C. Dorsala Carlsberg (după E. Bullard, fide Bleahu, 1983, Ch. Pomerol et al., 2002).

Scanned with OKEN Scanner

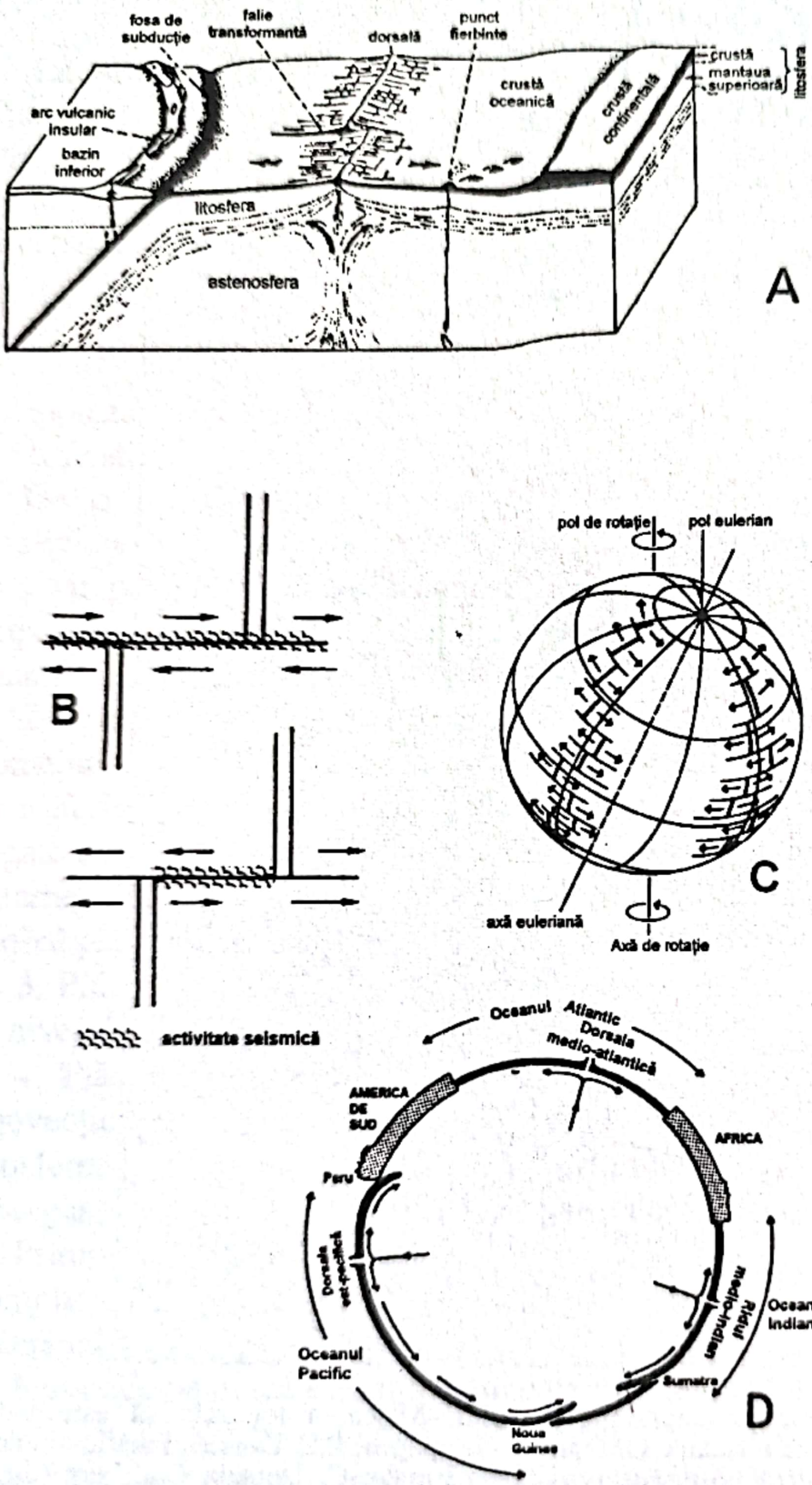


Fig. 91 Cinematica plăcilor şi faliile transformante. A) Reprezentarea schematică a tectonicii plăcilor. De notat existenţa a 3 tipuri de limită între plăci: zonele de acreţie (dorsalele), zonele de subducţie, faliile transformante (după T. Juteau, modificată de Ch. Pommerol şi M. Renard). B) Activitatea seismică legată de faliile transformante. 1. În cazul unei falii ipotetice decalând dorsala, activitatea seismică se manifestă de-a lungul faliei. 2. În cazul unei falii transformante activitatea seismică este limitată la zona situată între cele două dorsale unde mişcările sunt inverse. Faliile transformante nu decalează deci dorsalele dar rezultă din funcţionarea lor. C. Modul de creare şi rotire a plăcilor: polii eulerieni (sau poli de expansiune) sunt distincţi de polii de rotaţie a Pământului. D) Secţiune meridiană prin Terra.

– *dorsale*, unde are loc crearea de materie litosferică (acreţie) (Fig. 91 A; Foto 28 şi 37);

Scanned with OKEN Scanner

- *zone de subducţie*, unde are loc resorbţia materialului litosferic (Fig. 91 A.);

- *falii transformante*, unde are loc o simplă deplasare laterală între două plăci (Fig. 91 A, Foto 29 şi 37).

Mai mult, se poate spune că majoritatea energiei globului se pierde la nivelul frontierelor interplăci, fie sub formă mecanică (seisme), fie sub formă termică (magmatism).

9.3.2. Evidenţierea mobilităţii plăcilor litosferice

Este evident că datele care au permis stabilirea expansiunii oceanice şi, în particular, lucrările lui Vine şi Matthews, de înregistrare a inversiunilor magnetice ale crustei oceanice, sunt argumente convingătoare ale mobilităţii plăcilor. În acelaşi timp, şi alte discipline au contribuit la evidenţierea acestei mobilităţi.

9.3.2.1. Probe sedimentologice

Grosimea relativ mică a sedimentelor oceanice comparativ cu permanenţa terenurilor de depozitare (a fundurilor oceanice) a fost o problemă care l-a determinat pe Hess aproape să-şi anuleze ipoteza sa. Un mod simplu de testare a sedimentării care să probeze realitatea expansiunii oceanice a constat în studierea variaţiei grosimii lor. Grosimea sedimentelor este minimă la nivelul dorsalelor pentru a creşte pe măsură îndepărtării, devenind maximă la marginea bazinului. Această problemă este global verificată, dar dificil de utilizat deoarece:

1. Productivitatea primară biogenă nu este constantă în toate părţile oceanului.

2. Curenţii oceanici de profunzime pot modifica distribuţia sedimentelor:

3. Existenţa acumulării sedimentelor detritice (turbidite) la piciorul taluzului continental. Astfel, sedimentele oceanice au fost supuse unei analize amănunţite folosindu-se două date importante: vârsta sedimentelor depuse pe bazalte şi natura sedimentelor.

Vârsta şi natura sedimentelor

Prin dezvoltarea programelor internaţionale de sondaje oceanice s-au putut preleva din diferite puncte primele sedimente depuse pe crusta bazaltică. Datarea lor biostratigrafică arată că ele sunt din ce în ce mai vechi, pe măsura îndepărtării de dorsală, constatare ce este în acord cu

Scanned with OKEN Scanner

ipoteza unei expansiuni a fundurilor oceanice şi a mobilităţii plăcilor litosferice, pornind de la dorsală.

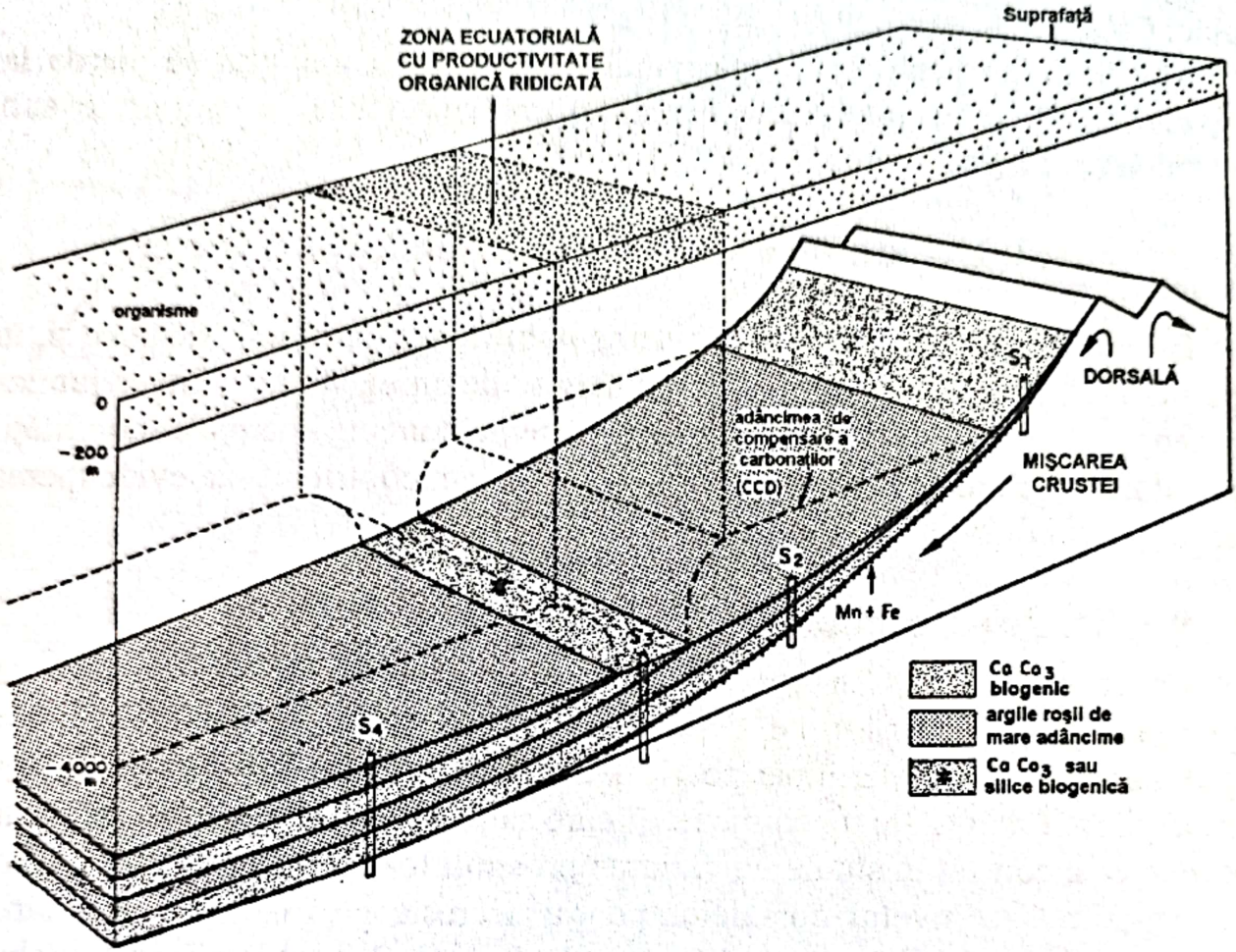


Fig. 92 Natura sedimentelor oceanice în funcţie de distanţa la dorsala est-pacifică (după Ch. Pomerol et al, 2002).

În ceea ce priveşte natura sedimentelor şi repartiţia lor, acestea depind de fenomenul de disoluţie a $CaCO_3$ în adâncime. Adâncimea de compensaţie a calcitului (CCD = Calcit Compensation Depth) este definită ca nivelul unde fenomenele de disoluţie, legate bineînţeles de agresivitatea mare a apelor de adâncime, sunt mai puternice decât fenomenele de producţie (cochilii de foraminifere şi coccolithophoridee, până la adâncimea de 200 m). Fundurile oceanice, situate deasupra acestui nivel, conţin resturi scheletice de organisme calcaroase moarte, iar fundurile situate sub acest nivel sunt lipsite de carbonaţi, scheletele fiind dizolvate înainte de a ajunge pe ele. Succesiunea acestor depozite şi alcătuirea lor reprezentată de forajele făcute lateral dorsalei Pacificului de Est prezintă o succesiune pornind de la bazalte, sedimente metalice cu Fe şi Mn, carbonaţi, argile roşii de fund, revenind din nou la carbonaţi (zonă ecuatorială bogată în producţia de

Scanned with OKEN Scanner

organisme calcaroase) şi din nou argile roşii de fund oceanic (Fig. 92). Prezenţa sedimentelor cu Fe şi Mn în continuarea bazaltelor provenite din dorsale este rezultatul hidrotermalismului mării. Argilele roşii sunt rezultatul decalcifierii din nivelul CCD a resturilor organismelor calcaroase marine şi a calcitului mineral. Această succesiune de sedimente, reprezentată prin cele patru foraje, indică o migrare a plăcilor în zona Oceanului Pacific.

9.3.2.2. Vulcanismul punctelor fierbinţi

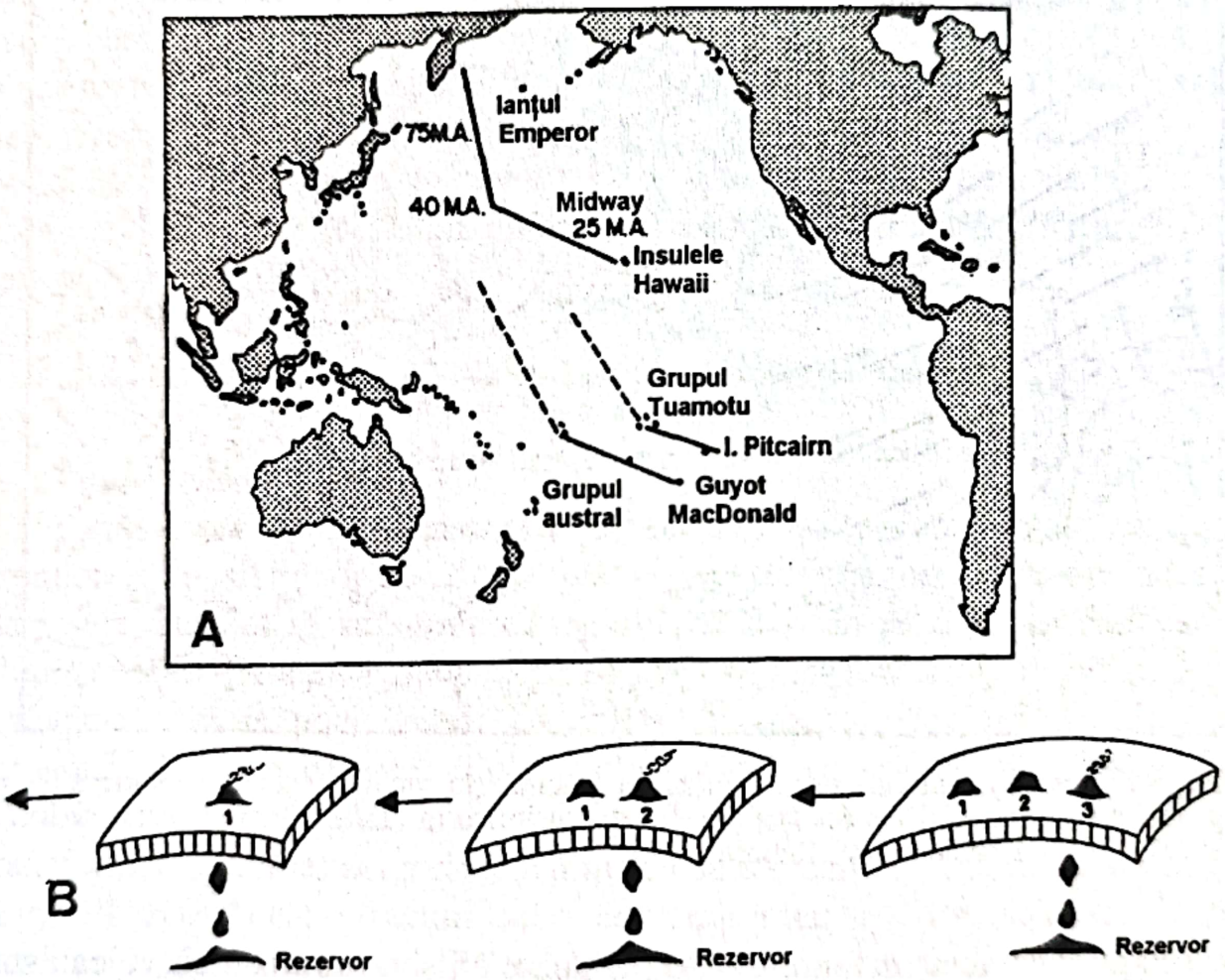


Fig. 93 Vulcanismul punctelor fierbinţi (după Allègre, 1983). A) Harta aliniamentelor vulcanilor din Pacific. B) Explicarea schematică a fenomenului: un punct fix sub litosferă emite panaşe de magmă care vor perfora placa litosferică ce se deplasează deasupra (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Vulcanismul intraoceanic, diferit de cel al dorsalelor, a creat mari confuzii pentru geologi o lungă perioadă de timp. Vulcanismul din Arhipelagul Hawaii este un caz tipic de insule vulcanice ce se succed pe un

Scanned with OKEN Scanner

aliniament general sud-vest / nord-est. La începutul arhipelagului (Insulele Hawaii) vulcanismul este activ (Fig. 93 A) cu vulcani actuali ca Mauna Loa şi Kilauea. Vârsta vulcanismului acestor insule şi în general a arhipelagului Midway este de 25 milioane ani. Orientarea sa este aproape est-vest. Lanţul vulcanic din Arhipelagul Emperor, mai la nord de primul, are o vechime mai mare (70 milioane ani), este inactiv şi are o orientare sud-vest / nord-est. În această situaţie se află încă două linii paralele de lanţuri vulcanice, grupul Tuamotu şi grupul Austral. Schimbarea direcţiei acestor lanţuri vulcanice s-a făcut acum 40 milioane ani (datare radiometrică K/Ar) (Fig. 93 A).

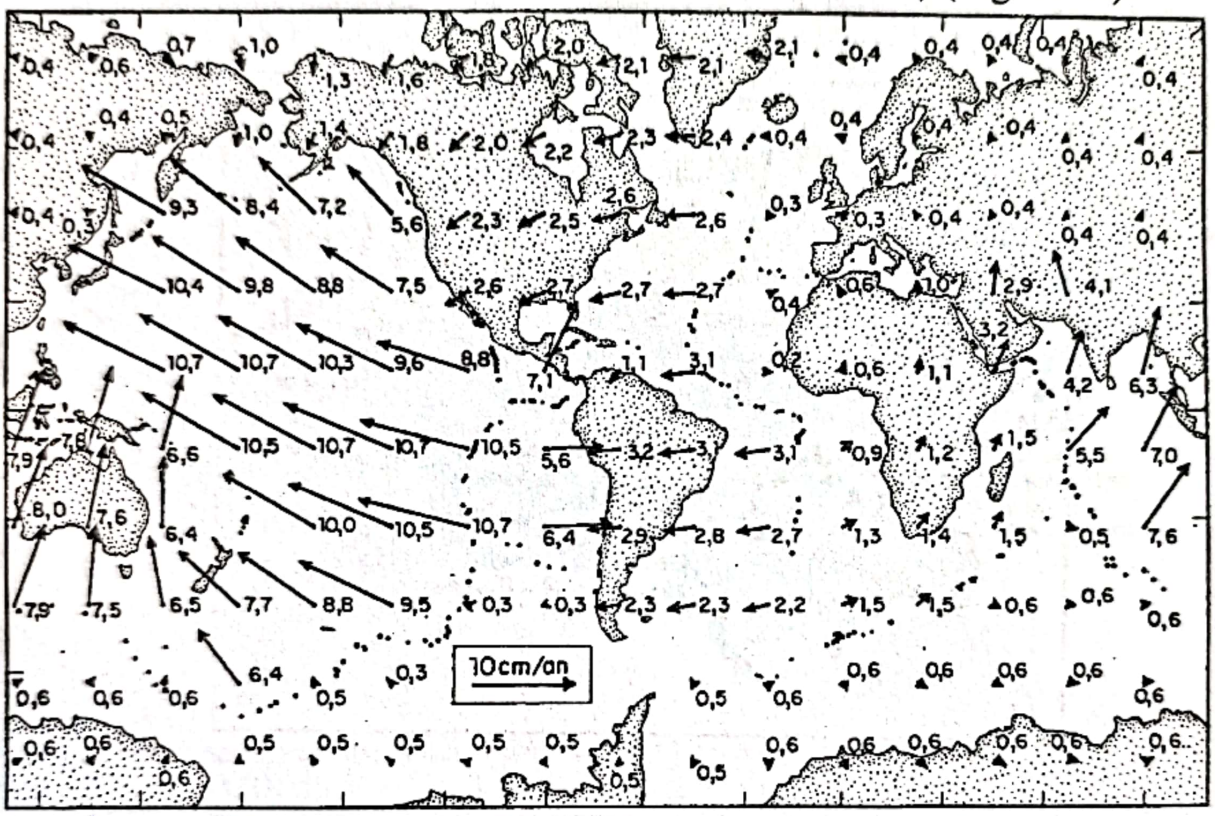


Fig. 94 Vectorii de mobilitate „absolută" a plăcilor (în raport cu axa de rotaţie a Terrei) pentru un sistem cu 12 plăci (valorile sunt exprimate în cm/an; după Minster şi Jordan, 1978, fide Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995)

Explicaţia acestor fenomene o dă Tuzo Wilson. El arată că vulcanismul este cauzat de trecerea plăcii pacifice pe deasupra unor *puncte fierbinţi*, fixe (*hot spot*-uri) care emit periodic *panaşe de magmă* (*panaches de manteux* sau *mantle plumes*), ce perforează litosfera, aruncând la suprafaţă magmă litosferică, ce întreţine vulcanismul activ. Pe măsura depăşirii acestor puncte calde, vulcanismul devine inactiv (Fig 93 B), iar dacă este submarin, vulcanii respectivi sunt erodaţi de valuri, de curenţi, fiind retezaţi la o adâncime mică sub suprafaţa apei oceanului (30-40 m, maximum 400 m adâncime). Aceşti vulcani poartă denumirea de *guyot*-uri (după numele unui

Scanned with OKEN Scanner

profesor de la Universitatea Princeton) şi reprezintă suportul recifilor coralieri, ce dau insule recifale de tip atol. Această explicaţie a lui Tuzo Wilson este argumentată şi prin vârsta mai veche a vulcanilor stinşi (arhipalagul Emperor) ce au depăşit punctele fierbinţi, faţă de Arhipelagul Midway, cu vulcanism activ în insulele Hawaii, care se află încă deasupra punctelor fierbinţi (*hot spot*-uri). Majoritatea punctelor fierbinţi sunt intraoceanice (Hawaii, Canare, Reunion, Tahiti etc.) sau continentale (Yellowstone, Afar). Excepţie face doar Islanda, punctele fierbinţi fiind amplasate pe dorsală. Aceste puncte fierbinţi provin din zonele interne ale mantalei şi reprezintă repere fixe în timp geologic (Morgan). Ele permit astfel observarea şi măsurarea vitezei de mişcare a plăcilor (Fig. 94). Astfel, placa eurasiană este aproape imobilă (1,8 cm/an) iar placa pacifică se deplasează foarte rapid (10 cm/an). Pe de altă parte „fixitatea" pe o perioadă foarte lungă a punctelor calde pune sub semnul relativismului complet teoria plăcilor, după care acestea sunt permanent în mişcare unele faţă de altele.

9.3.2.3. Falii transformante şi cinematica plăcilor

a) Falii transformante

Se numesc falii transformante marile fracturi care reprezintă una din frontierele posibile între două plăci. Aceste fracturi întrerup adesea dorsalele, dar pot să se situeze între o dorsală şi un plan de subducţie sau chiar între două zone de subducţie (Fig. 91). Termenul de falie este ambiguu, căci se poate crede că este vorba de falii reale decalante de structuri. Falii decalante (decroşante) sunt posterioare dorsalelor iar activitatea seismică se manifestă pe toată lungimea acestora. În cazul faliilor transformante, numai zona situată între dorsale prezintă o activitate seismică (Fig. 91 B). Aceste fracturi sunt contemporane cu dorsalele şi ele se manifestă prin diferenţa de viteză a expansiunii oceanice. Mişcările, de o parte şi de alta a fracturilor ce sunt caracteristice faliilor transformante, nu sunt în opoziţie decât în zona restrânsă dintre cele două părţi ale dorsalelor (Fig. 91 B). În cazul faliilor decalante (decroşante), mişcarea în opoziţie se manifestă de-a lungul întregii falii.

Scanned with OKEN Scanner

b) Polii eulerieni

Mişcarea plăcilor nu este o simplă translaţie, ci o rotaţie, pentru că Pământul este subsferic. Această rotaţie se face în jurul unei axe diferită de axa de rotaţie a Pământului (Fig. 91 C). Aceasta poate fi definită ca o axă, cu doi poli de expansiune sau de rotaţie a plăcilor. Polilor li s-a dat denumirea de poli eulerieni, după numele matematicianului L. Euler, care a studiat deplasarea pe o sferă. Consecinţa este că viteza de acreţie variază considerabil, ea fiind nulă la polii eulerieni şi maximă la ecuatorul eulerian. Faliile transformante sunt tocmai transformarea acestei diferenţe de viteză.

9.3.3. Zonele de acreţie: dorsalele, locul de acreţie a materialului litosferic

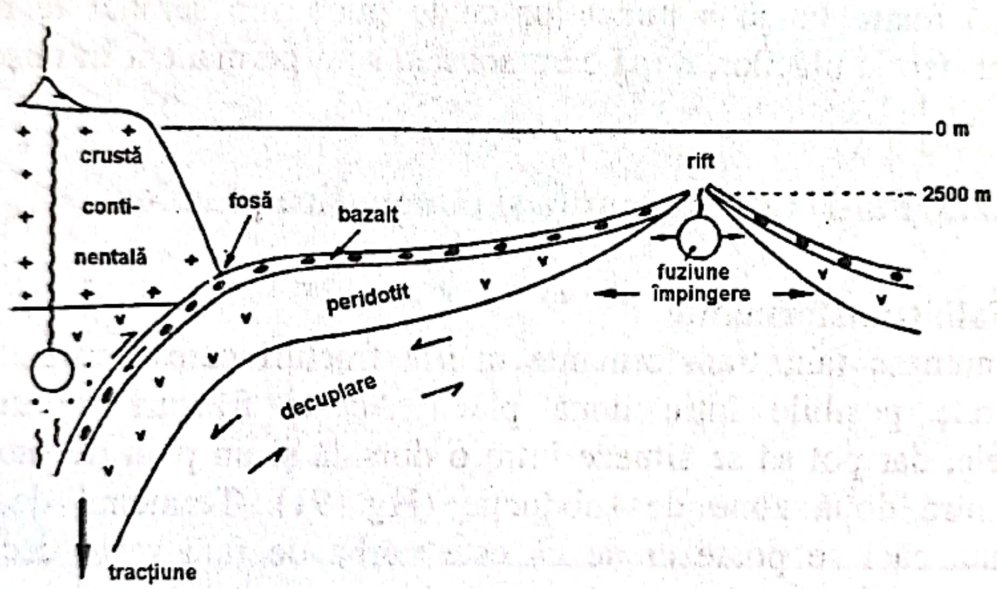


Fig. 95 Explicarea schematică a deplasării plăcilor (împinse în zona riftului şi trase la nivelul foselor). De notat creşterea litosferei în defavoarea astenosferei (după Le Pichon, 1984, fide Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

În zonele de dorsale sau zonele de divergenţă se observă un flux termic foarte puternic, putând atinge valori de 8 UFT (1UFT = 1 microcalorie/cm^2/s) în timp ce valorile medii ale planetei au valori 1,65 UFT. Aceasta se poate explica printr-o ridicare a astenosferei la acest nivel. Fenomenul este adiabatic (astenosfera nu se răceşte în cursul ascensiunii), deoarece viteza este superioară de 1 cm/an, suficientă pentru a nu se observa modificări de temperatură la exterior. În apropiere de suprafaţă se produce însă o răcire rapidă, ceea ce face ca materialul astenosferic ductil să se transforme într-o litosferă rigidă, alcătuită din bazalte şi peridotite, care se

Scanned with OKEN Scanner

acretează (ataşează) la cele două plăci ce formează riftul (Fig. 95). Se creează astfel un fenomen de împingere ce deplasează cele două plăci, de la nivelul riftului medio-oceanic. În lungul plăcilor, prin îndepărtare de dorsală, litosfera se răceşte progresiv, răcirea fiind în funcţie de rădăcina pătrată a vârstei litosferei. Pe de altă parte, din ce în ce mai în adâncimea astenosferei se realizează temperaturi apropiate de punctul de solidificare.

Îndepărtându-se de dorsală, litosfera se îngroaşă prin absorbţie indirectă, dar în detrimentul astenosferei. Astfel, se estimează că volumul rocilor vulcanice, consolidate la suprafaţă, şi al rocilor plutonice consolidate în adâncime este de 21 km^3/an, toate fiind produse la nivelul dorsalelor oceanice. În schimb, volumul rocilor din zonele de subducţie este de 5,6 km^3/an, la interiorul plăcilor continentale - 3,4 km^3/an, iar la interiorul plăcilor oceanice 2 km^3/an (insule oceanice) (Wilson, 1989).

9.3.3.1. Structura litosferei oceanice

Structura părţii superioare a litosferei este complexă iar cunoaşterea provine din rezultatele studiilor seismice, a rezultatelor dorsalelor emerse (Islanda), dar şi din observaţiilor batiscafelor din zona dorsalelor submerse, medio-atlantice (FAMOUS) şi est-pacifice (CYAMEX). De la suprafaţă spre adâncime se succed următoarele strate (Fig. 96 A):

Stratul 1 - sedimente în grosime variabilă de la 0 la 3 km - cu viteza undelor P slabă, de 1,7 la 3,7 km/s.

Stratul 2 - în partea superioară - prezintă o viteză a undelor P de 5,5 km/s. Rocile dragate sunt alcătuite dintr-un amestec masiv de curgeri de lave (Vp = 5,48 km/s).

Stratul 3 - în partea inferioară a crustei - conţine viteze mai înalte dar şi omogene (Vp = 6,2 - 6,8 km/s). Acest strat este alcătuit din roci eruptive tholeiitice metamorfozate (metadolerite, metagabbrouri) sau peridotite serpentinizate de apa mării. Grosimea acestor strate este de 5 km.

Stratul 4 - între 10 şi 13 km adâncime; se întâlneşte discordanţa Moho la nivelul căreia viteza creşte foarte mult (Vp = 8 - 8,3 km/s). Acest strat este alcătuit din peridotite sau peridotite alterate de apa mării (serpentinite).

În lanţul muntos al Alpilor, geologii au întâlnit asociaţii de roci verzi endogene, cunoscute sub numele de ofiolite (masivul Mon-Viso). Ele au fost interpretate că reprezintă o litosferică oceanică „fosilă", martora unui ocean dispărut, dar conservat în unele regiuni orogenetice, în fundamentul (baza) încălecărilor (şariajelor) majore.

Scanned with OKEN Scanner

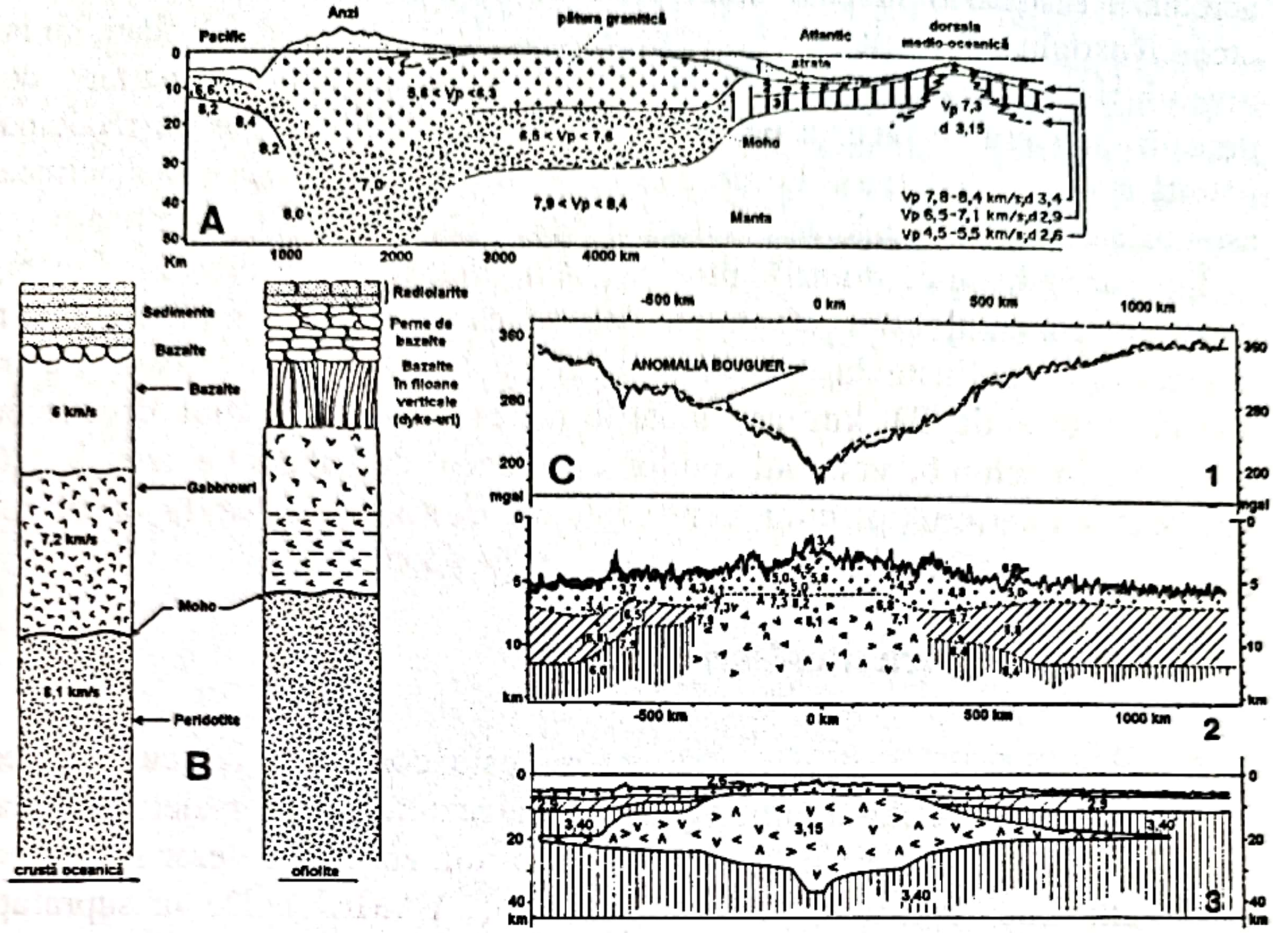


Fig. 96 Litosfera oceanică. A) Structura seismică a litosferei oceanice şi continentale, după Raitt şi Ewing (în Souquet, 1986, fide Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995). B) Comparaţie între structura seismică a crustei oceanice şi succesiunea ofiolitică, după Allègre (1983). C) Variaţii la nivelul dorsalei: anomalie Bouguer (1), viteză seismică (2) şi model gravimetric de repartiţie a densităţii (3).

9.3.3.2. Structura dorsalelor

La nivelul dorsalelor se observă numeroase variaţii. Există cazuri de dispariţie a stratului 3 (tholeiite metamorfozate), iar direct sub stratul 2 este amplasată o masă cu o viteză Vp = 7,1 - 7,6 km/s dar mai slabă decât mantaua din jur (8 km /s). Aceasta poartă numele de manta anormală, natura sa fiind necunoscută. După datele Bouguer, sub această manta anormală, este plasată o manta normală, la adâncimi variabile. Trebuie menţionat, de asemenea, că în afara crestelor medio-oceanice mantaua nu este izotropă, pentru că vitezele de propagare a undelor seismice sunt mai mari, în direcţie paralelă cu dorsalele.

Scanned with OKEN Scanner

9.3.3.3. Procesele magmatice de la nivelul dorsalelor

Printr-o serie de încercări de laborator s-au obţinut date importante de petrologie experimentală. S-a obţinut astfel fuziunea majorităţii materialelor naturale în condiţii de temperatură şi presiune variabile. S-a constatat, de asemenea, importanţa cuplului presiune-temperatură la coborârea punctului de fuziune. Este interesant de observat că un peridotit este lichid la temperatura de 1300 °C, la suprafaţa Pământului, şi este solid la aceeaşi temperatură, dar la 100 sau 200 km adâncime, din cauza presiunii. Gradientul geotermic joacă un rol important în formarea litosferei la nivelul dorsalelor:

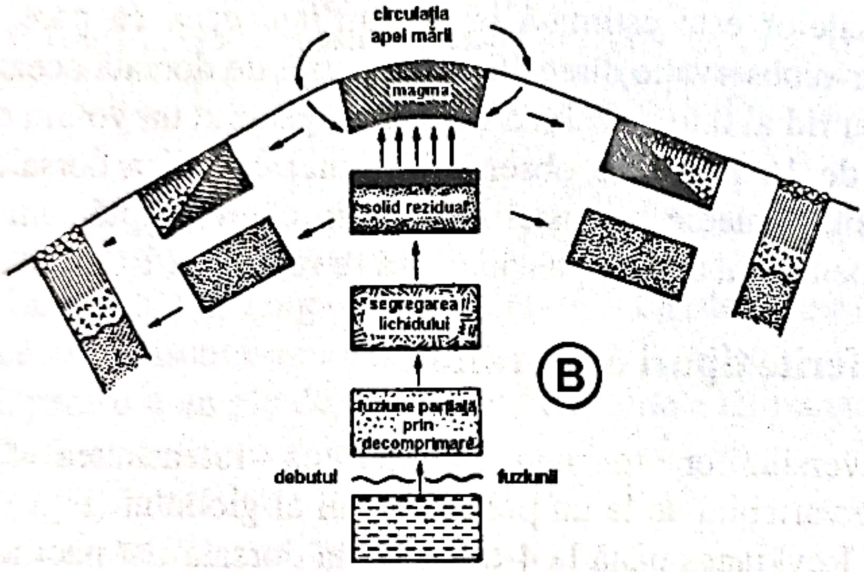


Fig. 97 Formarea litosferei oceanice la nivelul dorsalelor. Model de fuziune parţială şi segregare reziduală (Bottinga şi Allègre, 1978). Fuziunea dă naştere unei magme care conduce la formarea bazaltelor şi gabbrourilor, iar reziduul corespunde peridotitelor (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

1. Foarte rapid sub dorsale (20 km adâncime) se intră în domeniul de fuziune parţială a peridotitelor.

2. Gradientul geotermic oceanic devine asemănător liniei de fuziune începând de la adâncimea de 80-100 km. Peridotitele devin foarte ductile.

3. Gradientul geotermic continental nu se apropie de curba de fuziune decât la 140 km adâncime. Acum se poate înţelege de ce grosimea litosferei continentale este mai mare decât a litosferei oceanice.

Am văzut că ridicarea astenosferei este practic un fenomen adiabatic, ridicare care avansează până în zona de început a liniei de fuziune. Aici are loc o fuziune parţială a materialului din manta (10%), caracterul materialelor fiind dat de bazalte tholeiitice. **Bottinga** şi **Alégre** (1978)

Scanned with OKEN Scanner

propun un *model de fuziune - percolaţie - segregaţie* (Fig 97) susceptibil de a explica formarea crustei oceanice în complexitatea sa. În timpul decompresiunii, acest material de manta de tip peridotitic-lherzolitic urcă, intrând în fuziune parţială, generând un lichid bazaltic şi un solid rezidual (peridotite de tip harzburgite). Lichidul va fi expulzat, solidul va fi concentrat în bază. Fiind expulzat rapid, lichidul bazaltic se va răci rapid şi va da naştere la curgeri de lave şi lave *en oreiller*, adică lave tip *pillow-lava*, formând stratul 2. Sub acoperişul acestei lave, o parte din lava bazaltică se acumulează sub camera magmatică care, printr-o răcire mai lentă, permite cristalizarea gabbrourilor care constituie stratul 3. Solidul rezidual dă naştere unor peridotite din stratul 4 care reprezintă ansamblul de ofiolite. Producţia dorsalelor este estimată la 21 km^3/an, ceea ce pare imposibil, pentru că printr-o observaţie directă a unei erupţii de dorsală oceanică (1981 şi 1987) un nou rid al dorsalei Juan de Fuca a generat un volum de 0,5 km^3 pe o lungime de 16 km. Alte observaţii a unei erupţii a dorsalei pacifice arată o expansiune medie a crustei de 1 m în câteva săptămâni (bazaltele urcă 1 km/h), pentru ca apoi expansiunea să se reducă la 1 cm/an.

9.3.3.4. Diferite tipuri de dorsale

Studiul inversiunilor magnetice arată că intensitatea funcţionării dorsalelor este variabilă de la un punct la altul al globului (Fig. 89) (între 1 cm/an dorsala Reykjanes până la 4-6 cm/an, la dorsala Est-pacifică). Astfel, ele se separă în *dorsale rapide* cu expansiune de peste 6 cm/an (riftul Galapagos din dorsala Est-pacifică) şi dorsala Est-indiană din Oceanul Indian. *Dorsale lente* (sub 4 cm/an) corespund oceanelor tinere lipsite de zone de subducţie, cum sunt, de exemplu, Oceanul Atlantic, Marea Roşie, Oceanul Indian (Dorsala Carlsberg şi dorsalele Vest-indiene). Un segment *ultra-rapid* (mai mult de 15 cm/an) este localizat în dorsala Est-pacifică între Insulele Paştelui şi Ecuator, în faţa zonei de subducţie andină foarte activă.

Morfologia zonelor de dorsală este în funcţie de procesul de acreţie (Fig. 98). Se observă o inversiune de relief între dorsalele lente, care prezintă o vale mediană (depresiune) bine marcată, denumită graben. Dorsalele cu expansiune medie sunt lipsite de depresiuni axiale, iar dorsalele rapide prezintă un horst axial ridicat. Această morfologie diferită este rezultatul unei funcţionări diferenţiate.

Scanned with OKEN Scanner

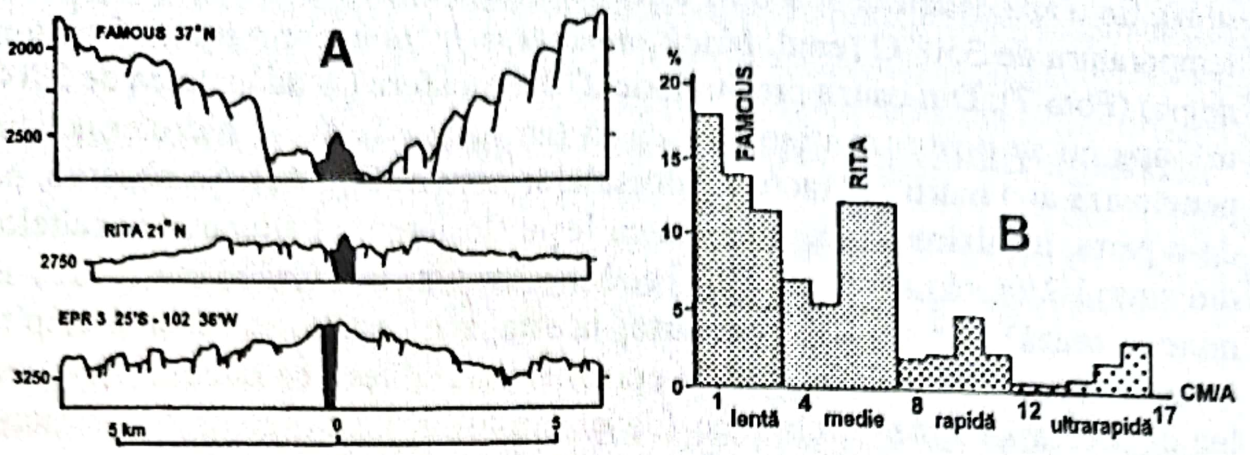


Fig. 98 A) Evoluţia morfologiei axului dorsalei în funcţie de viteza de expansiune (EPR: *East Pacific Rise = Riftul Pacificului de Est).* B) Histograma repartiţiei vitezelor diferitelor porţiuni ale dorsalelor oceanice (după J. Francheteau; fide Ch. Pomerol şi M. Renard, 1998).

La dorsalele rapide camerele magmatice sunt strangulate în formă de budine alungite de-a lungul axei dorsalei. La dorsalele lente camerele magmatice sunt discontinui, uneori punctuale. Producţia de bazalte nu este suficientă pentru a umple depresiunile. Peridotitele de manta, serpentinizate de apa mării, se infiltrează în crustă. Rezultă că schema teoretică a crustei oceanice potrivit profilelor seismice (Fig. 96 B şi C) nu este valabilă decât pentru cazul dorsalelor rapide.

9.3.3.5. Hidrotermalismul submarin

Pin explorările dorsalelor oceanice din Oceanul Atlantic, Galapagos şi Pacificul de Est, la intrarea în Golful Californiei, prin capsulele plonjante (batiscafuri) Cyana (Franţa) şi Alvin (SUA), s-au făcut numeroase observaţii asupra efuziunii bazaltice şi s-a adus o mare cantitate de date care au schimbat viziunea asupra mediului oceanic. Aceste observaţii au avut în vedere următoarele probleme:

- Prezenţa unor domuri de oxid de fier şi câmpuri de sulfuri polimetalice sub formă de edificii columnare de 1 la 8 m înălţime şi 5 m lărgime de culori variate (ocru, galben, roşu, brun, alb, negru) conţinând până la 29% zinc, 6% cupru şi 0,5% argint. Aceste depozite hidrotermale fosile sunt legate de ofiolitele existente în Cipru, Oman, Noua Caledonie.
- Existenţa unor *guri (hornuri) hidrotermale* care expulzează fie o apă albicioasă la 300 °C (engl. *white smokers* = fr. *fumeurs blancs* = *fumători*

albi), fie o apă devenită opacă datorită conţinutului de particule de sulfuri, la temperatura de 350° C (engl. *black smokers* = *fr. fumeurs noirs* = *fumători negri*) (Foto 7). Din cauza presiunii de 270 atmosfere (la adâncimea de 2700 m), apa nu se poate menţine la această temperatură. Acest hidrotermalism penetrează apa mării în fracturile dorsalelor active (Fig. 48). Se observă, pe de-o parte, încălzirea apei, spălarea cu leşie (leşierea) şi alterarea bazaltelor din stratul 2 (apele se încarcă cu Fe, Mn, Zn, Cu, Ba, Ca, Si etc., adică se mineralizează), iar pe de altă parte, aceste ape reacţionează şi precipită complexele minerale principale în cursul ridicării, ceea ce duce la sărăcirea lor în aceleaşi elemente chimice (de exemplu, apele de izvor sunt practic lipsite, la ieşire, de magneziu). În plus, elementele volatile migrează, ieşind din camerele magmatice subjacente (^3He, S, CH_4). Aşadar, dorsalele sunt un loc de degazare a mantalei.

- Înflorirea (explozia) în apropierea gurilor hidrotermale a unor forme de viaţă ciudate, complet necunoscute (primele descoperite pe Dorsala Galapagos), cuprinzând bivalve, *Vesicomides* albicioase, gigantice (25 la 30 cm) cu carne roşie (hemoglobine) din genurile *Caliptogena* şi *Bathymoldiola*. Există, de asemenea, viermi tubicoli albi, cu tentacule roşii, lungi de 3 m, *Alvinella* (Foto 8). La originea lanţului alimentar stau chimiobacteriile, ce rezistă la temperaturi de 110°C, ce produc sulf şi sulfaţi, prin oxidarea hidrogenului sulfurat (H_2S). Energia eliberată permite asimilarea CO_2 fără ajutorul fotosintezei. Organismele superioare se hrănesc direct sau indirect cu aceste bacterii.

Este posibil (Corbiss et al., 1981) ca aceste surse hidrotermale submarine să fi fost locul de sinteză a compuşilor organici care au dat naştere primelor organisme vii.

Descoperirea gurilor hidrotermale pe ridul Pacificului de Est a revoluţionat modelele de bilanţ geochimic al oceanului. Pentru un element ca magneziu estimarea fluxului de intrare în ocean, prin eroziune continentală şi debitul fluviilor, este superioară cu 50% faţă de fluxul de ieşire prin sedimentare. Analiza apelor din sursa hidrotermală arată că hidrotermalismul este în ocean principalul flux de producere a magneziului. Ele permit închiderea bilanţului oceanic al acestui element.

În concluzie, se poate estima că a treia parte a căldurii produse pentru crearea noii litosfere este absorbită în cadrul circulaţiei hidrotermale şi că în jur de 500.000 de milioane de tone de apă marină pe an circulă prin crusta oceanică: toată masa oceanică a fost reciclată în 8 milioane de ani.

Scanned with OKEN Scanner

Apa marină a jucat un rol fundamental de schimb termic şi geochimic între manta şi scoarţă.

9.3.4. Zonele de subducţie: resorbţia materialului litosferic

9.3.4.1. Răcirea, îngroşarea litosferei, subsidenţa, subducţia

În cursul expansiunii, litosfera se răceşte, se îngroaşă pe seama astenosferei, devine mai grea şi, prin reajustare izostatică, se afundă, adică se realizează subsidenţa fundului oceanic. Acest fenomen este bine pus în evidenţă prin variaţia sedimentării, pentru că placa litosferică migrează sub adâncimea de compensaţie a calcitului (CCD).

Răcirea litosferei este legată de evoluţia valorilor fluxului termic şi de adâncimea fundului oceanic în funcţie de distanţa faţă de dorsală, care poate fi marcată de vârsta crustei.

Deoarece litosfera oceanică este mai densă decât astenosfera, ea are tendinţa de a se afunda şi de a dispărea dacă o fractură permite încălecarea necesară. Acest fenomen se numeşte subducţie. Dispariţia litosferei oceanice se datorează unei flexuri ce creează o depresiune care se explică la suprafaţă prin repartiţia marilor fose oceanice. Această instabilitate potenţială creşte cu vârsta, ceea ce se explică prin faptul că nu există crustă oceanică *in situ* mai veche de 165 Ma.

În contrast, litosfera continentală este menţinută la suprafaţă datorită crustei continentale mai uşoare care joacă rolul de flotor. Litosfera continentală nu este deci submersibilă în astenosferă, ceea ce explică vârstele foarte vechi ale rocilor continentale (în jur de 3800 Ma). Dacă privim distribuţia de la suprafaţă a litosferei oceanice în funcţie de vârstă, se poate constata că:

1. Suprafaţa totală este de $306 \cdot 10^6$ km^2, cam 60% din suprafaţa terestră. Dacă suprafaţa oceanelor este de 71%, diferenţa corespunde marginilor continentale instalate pe litosfera continentală.

2. Vârsta teoretică maximă a litosferei oceanice este de 180 Ma. La începutul acestei vârste, litosfera oceanică a devenit mai groasă şi mai densă din cauza răcirii, pentru a intra spontan în subducţie. Deci probabilitatea subducţiei devine infinită pentru o vârstă de 180 Ma. Astăzi, vârsta medie a litosferei oceanice este de 60 Ma, cam 1 % din vârsta Pământului şi 1/20 din vârsta medie a continentelor (1300 Ma). Calculele arată că mantaua

superioară este de asemenea total reciclată într-un timp de ordinul a 1 miliard de ani.

3. Pentru Miocen şi Cretacic superior există date care arată că vârsta crustei oceanice era mai tânără decât valorile medii, iar adâncimea oceanului era mai mică. Dacă volumul apei nu a fost modificat, aceasta s-a datorat unei transgresiuni globale importante (de exemplu, marea transgresiune din Cretacicul superior). Pentru Miocenul superior, începutul glaciaţiei este cauza modificării volumului de apă. Iată cum se poate face controlul sedimentării prin geodinamismul intern al planetei.

În sfârşit, este de notat că panoul litosferei, care plonjează din cauza densităţii sale ridicate, exercită o forţă de tracţiune asupra litosferei superficiale. Placa este deci împinsă la nivelul riftului şi trasă la nivelul foselor.

9.3.4.2. Evidenţierea indirectă a subducţiei prin fenomene asociate

Subducţia unei plăci litosferice este marcată prin diferite manifestări secundare.

a) Manifestări seismice

În zonele de subducţie, ce corespund în general cu marile zone de fose peripacifice, manifestările seismice sunt profunde, la peste 150 km, plasate pe un plan înclinat la 45° sub continent, denumit *plan Benioff* (Fig. 102 A). Vetrele acestor seisme sunt amplasate pe placa litosferică subdusă, în zona ei centrală, rece şi nu aşa cum se credea, adică în partea superioară a acestei plăci. Prin afundarea plăcii subduse în mantaua caldă, se vor produce două tipuri de fenomene:

- fenomene termice, de încălzire până la topire a plăcii care se afundă;
- fenomene mecanice legate de rezistenţa opusă de manta la penetrarea ei de placa litosferică ce se afundă.

Mantaua foarte fierbinte, dar plastică, se deformează lent, pe măsură ce placa litosferică se subduce (într-un timp de zeci de milioane de ani), dar rămâne casantă şi rece şi pe care se produc numeroase rupturi (Fig. 99 B).

Studiul mecanismelor focarelor permite înţelegerea fenomenului cinematic al plăcii care plonjează (Fig. 99 C). Încălecarea celor două plăci rigide are loc la 60-70 km adâncime, zonă în care au loc seisme superficiale violente ce se traduc prin extensiuni perpendiculare pe axa fosei.

Scanned with OKEN Scanner

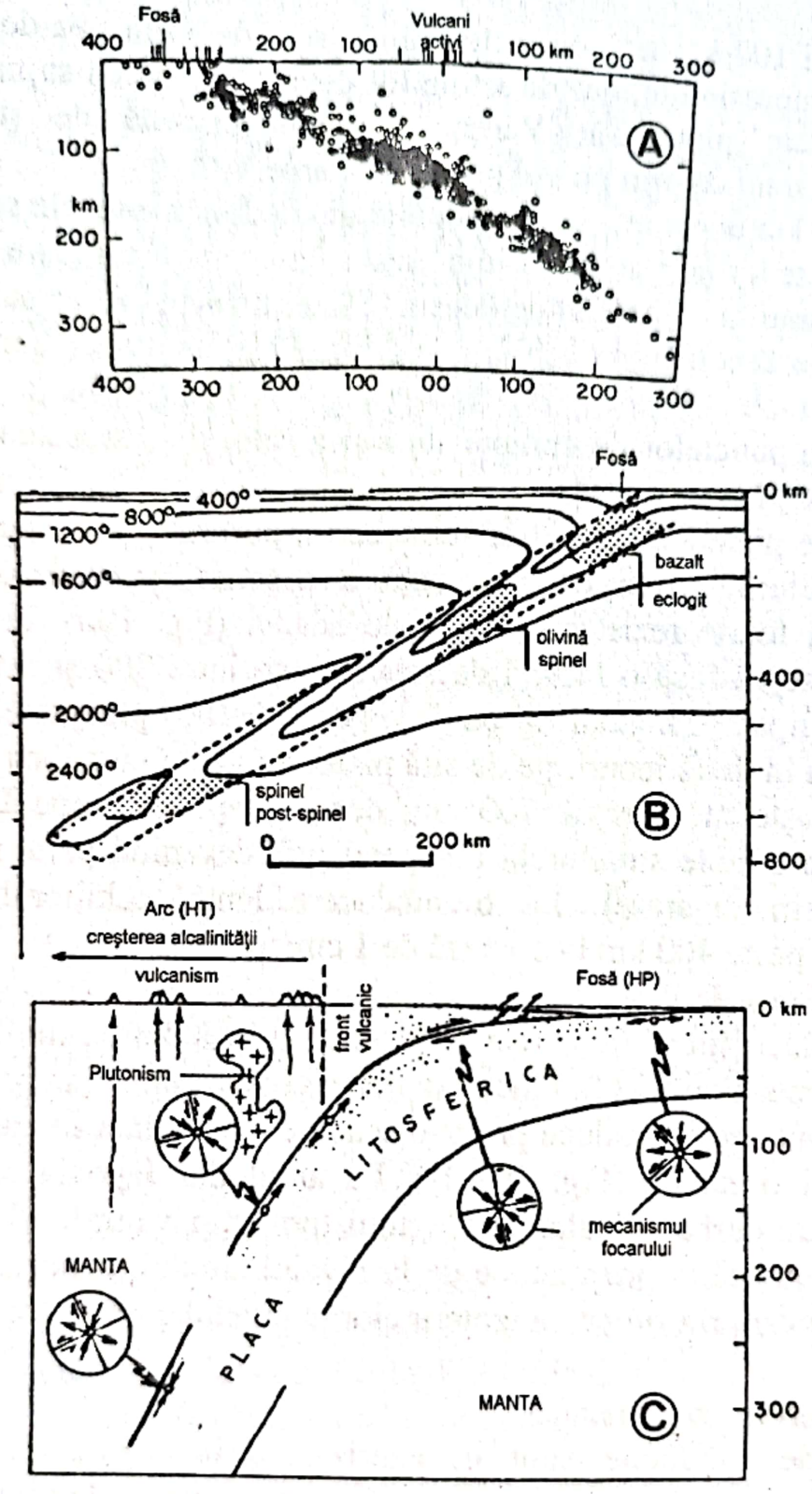


Fig. 99 Fenomene asociate zonelor de subducţie. A) Adâncimea focarelor seismice pe o secţiune compozită pe coasta de vest a Americii de Sud regrupând 10 secţiuni situate la sud de Peru şi Chile. Distanţele sunt exprimate plecând de la linia vulcanilor activi luaţi ca referinţă 0 (oceanul este la stânga şi continentul la dreapta); B) Afundarea izotermelor şi transformări metamorfice traducând evoluţia gradienţilor de temperatură şi presiune. C) Seismologie (mecanisme de focar), Magmatism şi metamorfism (HP = presiune ridicată, HT = temperatură ridicată) (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Scanned with OKEN Scanner

Între 50 şi 100 km adâncime, tensiunile sunt de asemenea dominante în raport cu compresiunile, dar direcţiile lor devin paralele cu suprafaţa plăcii litosferice care plonjează. Variaţia direcţiei cauzată de ştrangulările tensionale se traduce prin pliajul plăcii plonjante.

De la 300 km adâncime compresiunile devin dominante, ele se manifestă printr-o rezistenţă la penetraţie, din cauza vâscozităţii crescute a mantalei sau a inversiunii în contrastul de densitate între manta şi placa subdusă. Aici se produce un fenomen de schimbare de fază şi anume de transformare a olivinei în spinel.

Distribuţia punctelor de compresiune şi a celor de distensiune pe placa subdusă (Isaks, Molnar, 1971) este diferită, ca adâncime, la diferite plăci. Se pot separa pe planul Benioff (de subducere), pornind de la suprafaţă către adâncime, diferite zone de rezistenţă a acesteia, mai slabă în partea superioară şi foarte rezistente în zonele adânci (Fig. 100). În numeroase cazuri se observă însă o lacună de seismicitate între 300 şi 500 km ce se explică prin lipsa strangulărilor pe de o parte a plăcii plonjante, dar şi prin fragmentarea în două locuri, pe de altă parte. Se poate menţiona că seismele nu se pot naşte mai jos de 700 km, deoarece placa subdusă nu se mai distinge ca o unitate structurală independentă, devenind parte integrantă a mantalei (prin digerare). La o subducere lentă, echilibrul termic se realizează la peste 400 km la o viteză de 1 cm/an.

b) Fluxul termic

Plonjul plăcii litosferice reci se traduce prin îndoirea liniilor izoterme către adâncime (Fig. 99 C). Placa plonjantă creează un ecran pentru căldura emisă de manta ce se traduce printr-o scădere marcantă a fluxului termic la nivelul fosei oceanice (Fig. 101 B). La arcul din Japonia se observă o diferenţă între curba calculată a fluxului termic şi valorile observate care exprimă manifestările magmatice de la nivelul arcului japonez. Fenomenul este deci marcat prin ridicarea izotermelor la nivelul acestui arc insular (Fig. 99 C).

c) Anomaliile gravimetrice

Zonele de subducţie sunt caracterizate prin anomalii gravimetrice complete. O anomalie Bouguer negativă se înregistrează la nivel de fosă iar o anomalie pozitivă sub continent. Anomalia negativă exprimă un deficit de masă, din cauza acumulării de sedimente de densitate mică din fosă, în timp ce anomalia pozitivă este legată de o densitate crescută în placa plonjantă care rezultă din schimbările de fază legate de creşterea temperaturii.

Scanned with OKEN Scanner

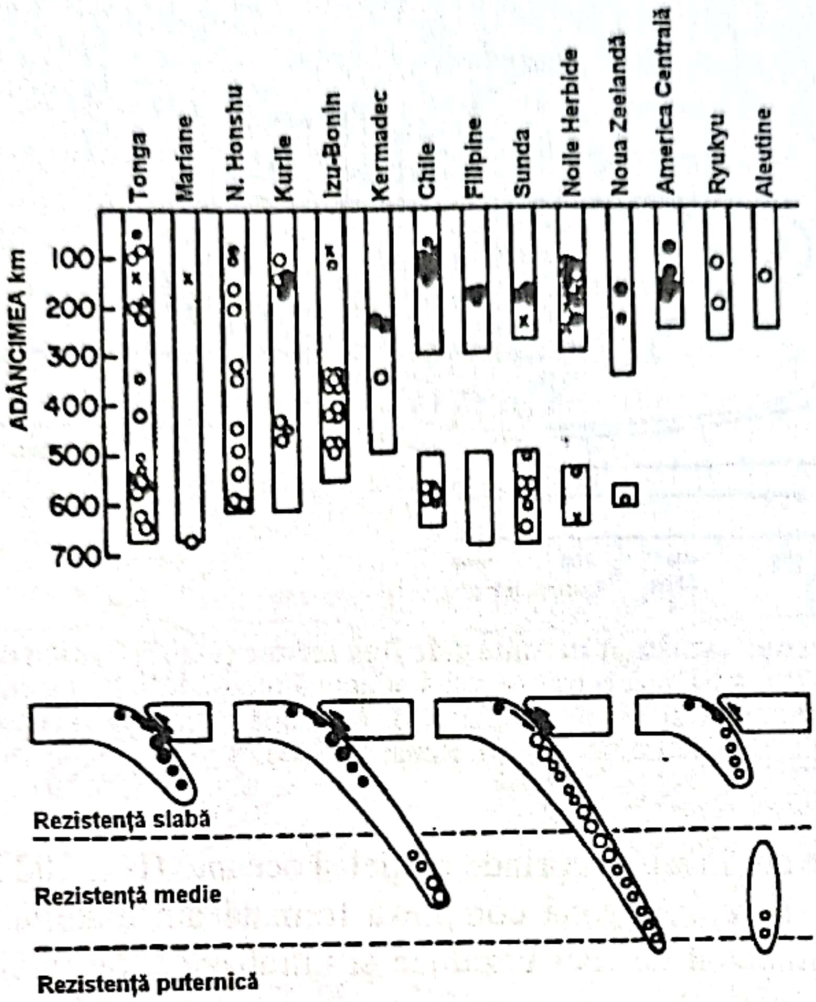


Fig. 100 Seismicitatea în zonele de subducţie (după Isacks şi Molnar, 1971, fide Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995). Sus) Adâncimea focarelor: punctele albe corespund compresiunilor, cele negre distensiunilor. De remarcat că în multe cazuri există o lacună de seismicitate între 300 şi 500 km. Jos) Interpretare: lacuna seismică este aici interpretată ca rezultat al fragmentării plăcilor plonjante.

d) Manifestările metamorfice şi magmatice

Subducţia poate avea loc în trei contexte geografice diferite (Fig. 102 A):

- Zona de bordură a unui continent (subducţie ocean/continent; de exemplu zonele de bordură din Chile Peru, Mexic).
- În plin domeniu oceanic (subducţie ocean/ocean; de exemplu la nivelul Marianelor sau în zona Tonga).
- Zona de bordură a continentului cu naşterea unui dispozitiv complex exprimat printr-un arc insular şi un bazin marginal între zona de subducţie şi continent, cum ar fi de ex. arcurile insulare din zona de vest a Pacificului ca Aleutine, Kurile, Japonia.

Scanned with OKEN Scanner

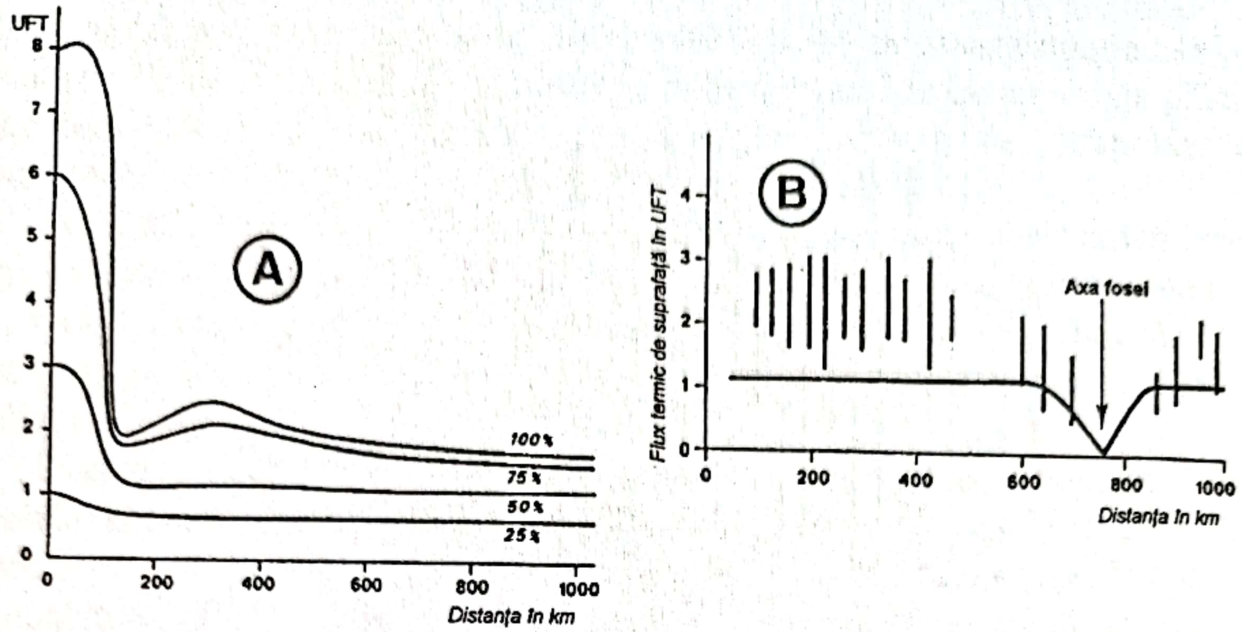


Fig. 101 Fluxul termic exprimat în unități de flux termic (U.F.T. = microcalorii/cm^2/sec) după Lameyre, 1975). **A)** După o transversală atlantică plecând de la dorsală (după Lee şi Wyeda; fide Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995). **B)** După o transversală la fosa Japoniei (după Toksoz et al.; fide Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Un sistem de arc insular cuprinde parţial şi oceanul (Fig. 102 B):

- *Prisma de acreţie* = zonă complexă formată din material sedimentar oceanic plisat împănat de roci bazaltice şi ultrabazice. Se întâlnesc şi roci detritice provenite de pe continent. Acest ansamblu este adesea metamorfozat. Poate cuprinde şi aşchii smulse de pe placa de subducţie. Insula **Barbados** reprezintă un fragment de prismă de acreţie emersă.
- *Un arc nonvulcanic* constituit din calcare recifale şi roci detritice (adesea din erodarea produselor vulcanice) intens plisate şi metamorfozate.
- *Un bazin avant-arc* (înainte de arc sau interarcuri) unde se acumulează produse detritice venite din arcul extern şi lave provenite din arcul vulcanic.
- *Un arc vulcanic* cu produse de lave tholeiitice de arc.
- O mare marginală (în spatele arcului = *arrière arc*), ce separă arcul de continent. Există în acest caz, deci în spatele zonei de subducţie, o zonă de extindere semicirculară, unde se creează o crustă oceanică în jurul unei structuri de tip rid. În prezent crustele de mări marginale reprezintă în jur de 10% din crusta oceanică totală.

Scanned with OKEN Scanner

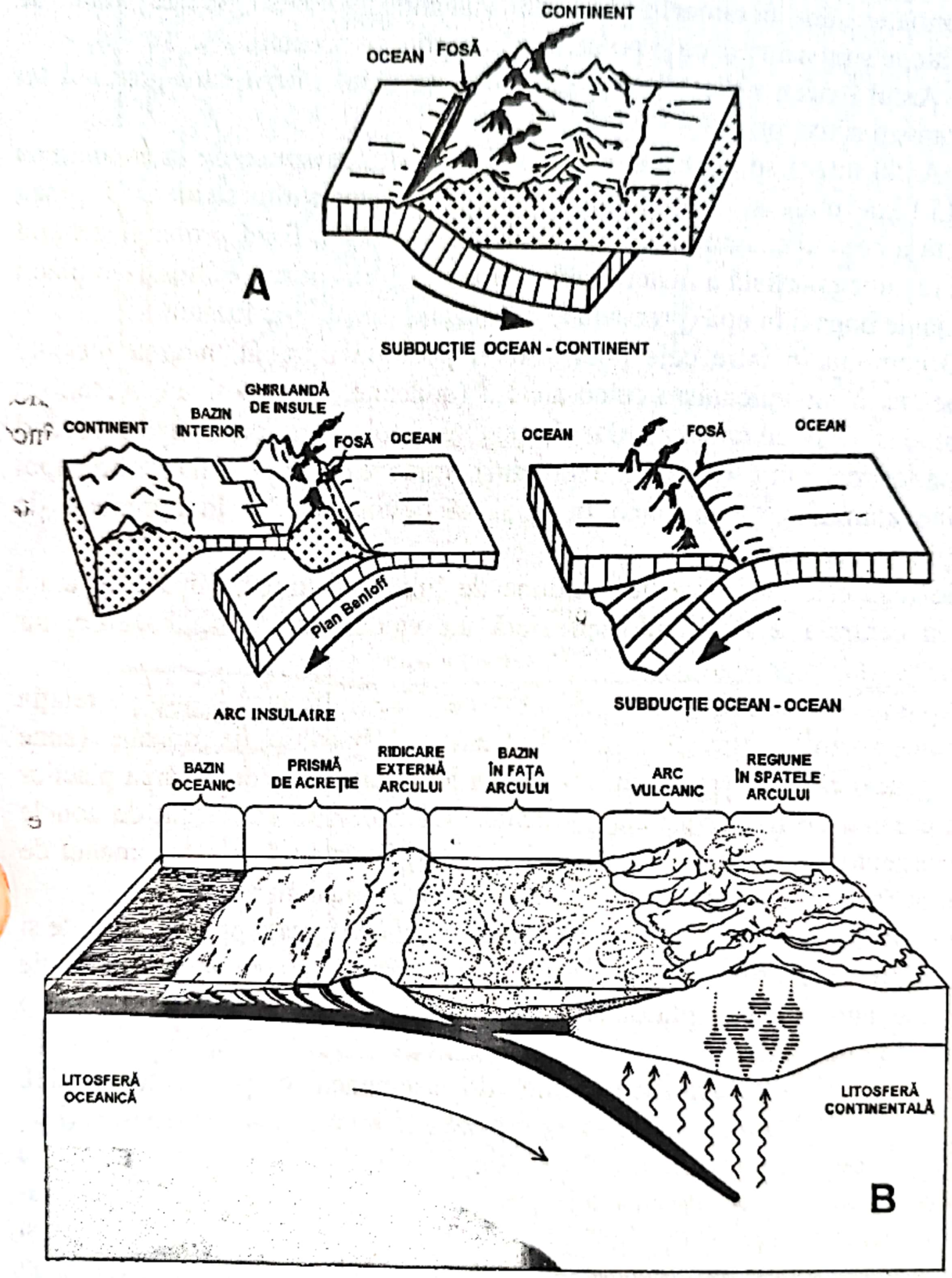


Fig. 102 A) Diferite contexte de subducție (Allègre, 1983). B) Schema unui arc insular (după Ch. Pomerol și M. Renard, 1995).

Scanned with OKEN Scanner

În general, se poate constata că zonele de subducţie sunt zone de deformaţie, de metamorfism şi de vulcanism intens. Aceste zone de subducţie sunt asimetrice şi polarizate în raport cu oceanul:

- Arcul extern nu este vulcanic cum este arcul intern care prezintă un vulcanism activ.

- Arcul intern se situează pe verticala vetrelor seismice de la adâncimea de 150 km, unde are loc fuziunea parţială a materialului subdus. Originea exactă a acestui magmatism este încă controversată, fiind probabil generat prin fuziunea parţială a materialului din manta, din cauza deshidratării plăcii plonjante bogată în apă (prezenţa apei scăzând punctul de fuziune).

O combinaţie între cele două este imposibilă întrucât magma formată alimentează un vulcanism calco-alcalin (andezite, dacite) şi un vulcanism bazaltic asociat cu andezite, dar el prezintă o polaritate foarte netă începând cu partea oceanică (exterioară arcului), unde este de tip tholeiitic, apoi devine aluminos, pentru ca în final să devină alcalin în apropiere de marginea continentală.

Se regăseşte astfel vechea noţiune de linie andezitică, după care toată partea centrală a Pacificului prezintă un vulcanism de tip bazaltic, iar bordurile de tip andezitic.

Apare aici un antagonism ce se traduce prin relaţia vulcanism/geodinamică diferită. Vulcanismul bazaltic de dorsale (zone divergente) este mai mult sau mai puţin legat direct de deplasarea plăcilor prin crearea de litosferă nouă. Vulcanismul andezitic este legat de zonele convergente, consecinţă a deplasării plăcilor. El rezultă prin fenomenul de fuziune (topire) a materialului plăcii oceanice subduse în manta.

În concluzie, se poate spune că vulcanismul de dorsale produce bazalte şi fabrică în acelaşi timp crustă oceanică, în timp ce vulcanismul de subducţie produce andezite (cu plutonism granodioritic) şi fabrică în acelaşi timp crustă continentală.

Fenomenele metamorfice admit de asemenea o polaritate. Astfel, Miyashiro (1972) arată că Japonia prezintă la nivelul insulei Honshu (Fig. 103 A) două centuri metamorfice, una de vârstă permo-triasică (Centura Hida-Sangun), alta de vârstă jurasică-cretacică (Centura Abukuma-Sanbagawa). Fiecare centură prezintă faciesuri de presiune înaltă şi temperatură joasă (cu glaucofan), către ocean, şi temperatură înaltă şi presiune joasă, către continent (cu andaluzit şi sillimanit).

Scanned with OKEN Scanner

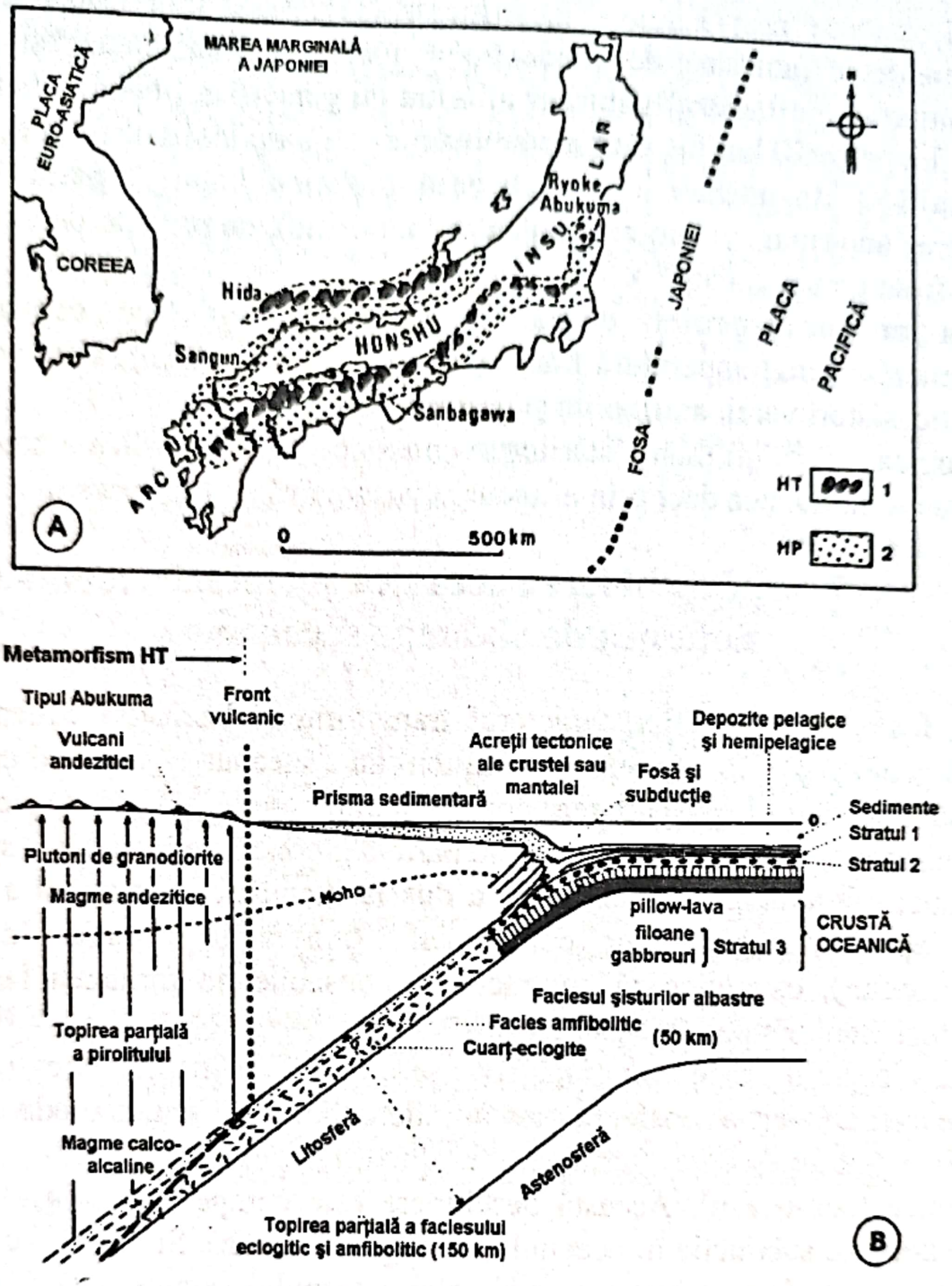


Fig. 103 Metamorfismul zonelor de subducţie A) Cele două centuri metamorfice din zona de subducţie, după exemplul din Japonia (Miyashiro, 1972; fide Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995). 1. Metamorfism de temperatură ridicată - presiune joasă. 2. Metamorfism de temperatură joasă - presiune ridicată. Centurile Hida/Sangun sunt de vârstă Permian - Jurasic, cele Abukuma/Sambagawa de vârstă Jurasic - Cretacic. O dinamică de acelaşi tip este în curs de funcţionare. B) Metamorfism şi magmatism la nivelul unui plan de subducţie (după Dewey, modificat de Souquet, 1986; fide Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Un dispozitiv identic este în curs de funcţionare în prezent (Fig. 103 B) în zona de subducţie a plăcii. Condiţiile de presiune înaltă şi temperatură

Scanned with OKEN Scanner

joasă, traduse prin îndoirea izotermelor (Fig. 99), sunt cauza încreţirii sedimentelor (amestec de subducţie = melanj de subducţie) şi a unui metamorfism în faciesul şisturilor albastre cu glaucofan (metamorfism HP - BT). La peste 50 km faciesul metamorfic este de tip amfibolitic şi eclogitic. De la 150 km adâncime se realizează fuziunea (topirea) parţială, dând naştere unui magmatism calco-alcalin (andezitic), ce permite determinarea unui front de vulcanism.

La nivelul arcurilor insulare, departe de fosă, se dezvoltă un metamorfism de temperatură înaltă (flux termic ridicat, Fig. 101) de facies zeolitic, şisturi verzi, amfibolite şi granulite.

Logica polarităţii manifestărilor magmatice şi metamorfice a zonelor de subducţie se traduce deci prin afundarea progresivă a plăcii oceanice.

9.3.5. Deschiderea oceanică şi lanţurile montane: noţiunea de obducţie şi coliziune

A fost evocat anterior caracterul tranzitoriu al bazinelor oceanice (la scară geologică). De asemenea, Atlanticul nu a început să se nască decât în cursul Jurasicului. Depărtarea continentelor, provocată de expansiunea noului ocean, este compensată în altă parte a globului de închiderea spaţiilor oceanice (deschiderea Atlanticului a dus la închiderea oceanului alpin) şi prin apropierea blocurilor continentale (Africa şi Eurasia, în cazul Atlanticului), care creează contracţii responsabile de formarea lanţurilor montane (lanţul alpin, în cazul ales).

La începutul procesului (Fig. 104) se creează un rift intracontinental în urma unei subţieri a litosferei, prin întindere mecanică sau, mai adesea, prin umflare (intumescenţă) termică, ce duce la formarea unei noi cruste oceanice (neo-ocean). Această deschidere este compensată prin stabilirea unei zone de subducţie în oceanul vechi (paleo-ocean). Se stabileşte o stare staţionară sau de resorbţie a crustei paleo-oceanului, compensată de crearea crustei neo-oceanului, care poate dura o foarte lungă perioadă de timp (peste 100 Ma). Trebuie menţionat că un astfel de sistem are două consecinţe:

1. Suprafaţa paleo-oceanului se reduce progresiv.

2. Subducţia creează contracţii care provoacă formarea unui lanţ de munţi (zişi de subducţie), un exemplu tipic fiind Anzii, la fel ca şi Himalaia în faţa Indiei.

Două tipuri de evenimente pot finaliza acest regim staţionar ce se traduce prin închiderea paleo-oceanului:

Scanned with OKEN Scanner

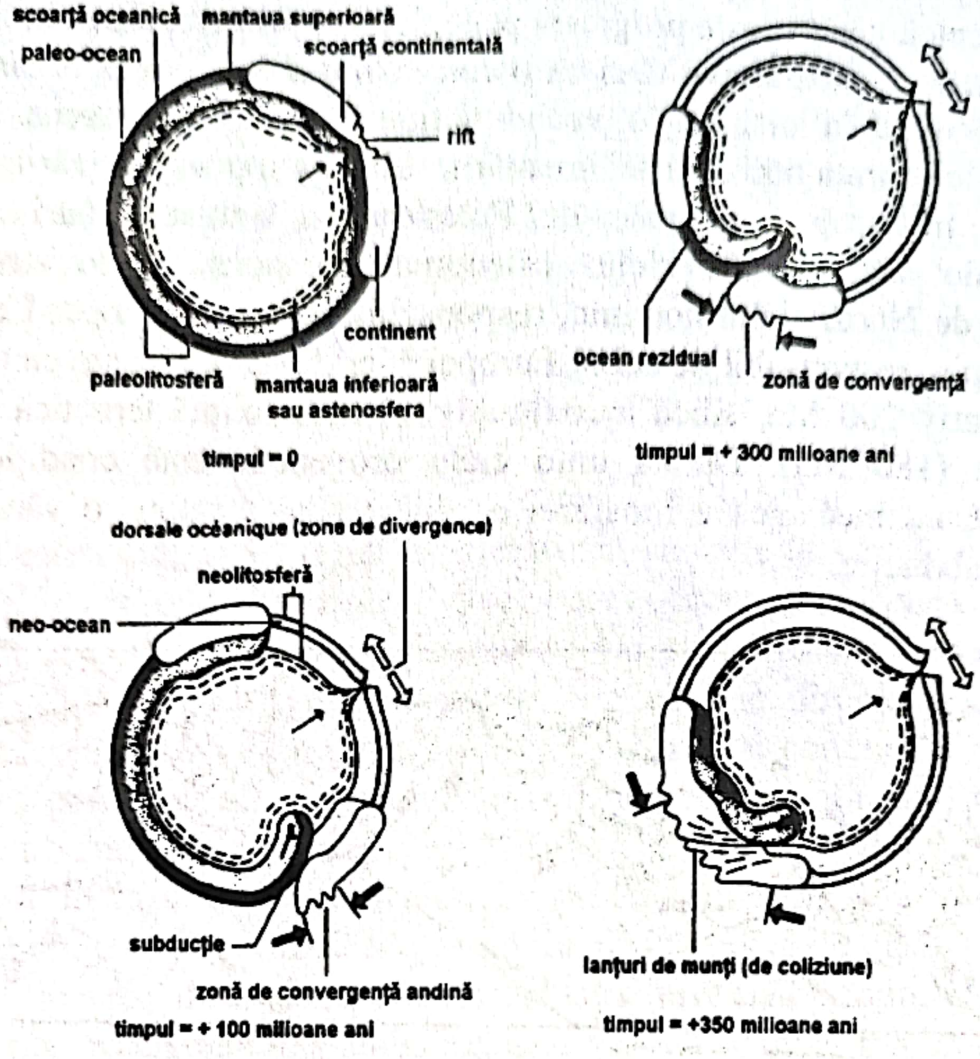


Fig. 104 Viaţa şi moartea unui ocean, relaţia cu formarea lanţurilor montane (după Mattauer şi Mercier, 1985; fide Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995). Grosimea litosferei a fost intenţionat exagerată. Se disting cronolitologic două tipuri de litosfere oceanice: o paleolitosferă şi o neolitosferă. Prima dispare în manta pe măsura afundării în zona de subducţie. A doua, din contra, este formată în mod continuu în zonele de acreţie. Ansamblul fenomenelor după deschiderea unui nou ocean şi până la sfârşitul coliziunii durează în jur de 350 Ma.

1) Placa oceanică, în curs de apropiere de locul de afundare sub continent, se încalecă (se suprapune). Acest fenomen se numeşte *obducţie* şi adesea favorizează prezenţa arcurilor insulare.

2) Două continente antrenate în contact generează *coliziunea*. Subducţia este încetinită sau oprită când densitatea mică a continentelor nu le antrenează în manta. Ele suferă o deformare din ce în ce mai mare şi, de asemenea, o îngroşare care poate ajunge la 70 km adâncime şi care provoacă *reajustarea izostatică* a reliefului cu atât mai importantă cu cât rădăcina crustală este mai mare. Evoluţia unui lanţ de coliziune poate dura în jur de

Scanned with OKEN Scanner

50 Ma, pornind de la începutul coliziunii până la oprirea completă a convergenţei, când el este progresiv peneplenizat prin eroziune.

Lanţurile montane apar deci ca o consecinţă a deschiderii oceanelor. Se poate readuce în discuţie o veche noţiune geologică - aceea de ciclu orogenetic (durata necesară sedimentării, ridicării şi peneplenizării unui lanţ montan). În Europa, după începutul Paleozocului, s-au succedat în timp trei cicluri de sedimentare: ciclul caledonian, responsabil de structurarea Europei de Nord, ciclul hercinic, responsabil de cel al Europei Centrale şi ciclul alpin, responsabil de cel al Europei Meridionale. Fiecare ciclu a durat aproximativ 200 Ma, adică aproximativ vârsta maximă teoretică a crustei oceanice (180 Ma). Durata unui ciclu orogenetic este condiţionată de instabilitatea mecanică a litosferei oceanice care a impus o vârstă limită pentru subducţie.

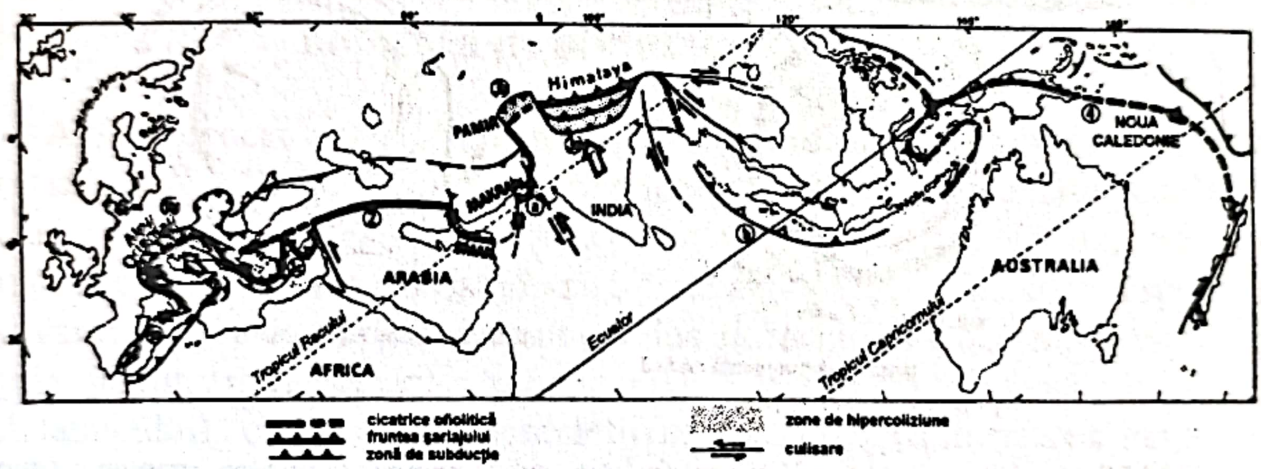


Fig. 105 Lanţurile alpine provenite din Tethys (după Aubouin, 1980; fide Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995). Sutura ofiolitică, cicatricea oceanului tethysian, dă peste tot vaste pânze de şariaj mai ales în Mediterana orientală şi în zona Oman. În câteva locuri, în faţa „împingerilor" continentale, stadiul de simplă coliziune este depăşit şi se formează vaste forfecări în soclul continental, având sutură oceanică în faţă (Himalaia) sau în spate şi acoperind aceste forfecări (Alpii Orientali şi, într-un anumit fel, Pamirul). De remarcat marile fracturi decroşante care străbat Asia, fiind o consecinţă a împingerii Eurasiei de către India.

În cursul obducţiei sau al coliziunii, lambouri de crustă oceanică sunt injectate în sedimente, unde ele formează *sutura ofiolitică*, cicatricea vechilor spaţii oceanice. Astfel, în cazul lanţurilor alpine, care se întind din Spania până în Noua Zeelandă (Fig. 105), se găsesc o serie de cicatrici ofiolitice mai mult sau mai puţin complexe. Această complexitate se traduce prin diferitele stări ale marginilor continentale care sunt antrenate în coliziune. Se întâlneşte, de asemenea, o singură sutură ofiolitică în Alpi, o

sutură dublă în Balcani şi Asia Mică, o sutură simplă în Asia Meridională, o triplă sutură în Afganistan şi în ansamblul Himalaia - Tibet.

În majoritatea cazurilor, coliziunea se opreşte când se realizează un blocaj al continentelor unul în altul. În acelaşi timp, în unele cazuri, strangularea se menţine, starea de coliziune este depăşită şi se observă vaste forfecări perfecte, care decupează continentele venite în contact: se vorbeşte astfel de hipercoliziune. Acest lucru se poate observa în Alpii Orientali şi, mai ales, în Himalaia.

9.3.6. Originea litosferei continentale

S-a menţionat mai sus diferenţa existentă între litosfera oceanică (vârstă maximă măsurată, 165 Ma) şi litosfera continentală cu vârstă maximă de 4200 Ma. În acelaşi timp, în detaliu, se poate constata că mărimea suprafeţei continentale este invers proporţională cu vârsta sa. Această problemă se pune în legătură cu originea litosferei continentale. Problema repartiţiei vârstelor se asociază cu o creştere continuă a masei continentale sau prin reciclarea periodică a materialului provenit dintr-un continent primitiv. În primul caz, creşterea este pusă pe seama extragerii materialului continental din manta. În cazul al doilea, materialul provine, în întregime, din reciclare în cursul orogenezelor (4200 Ma). Prin datele izotopice (stronţiu şi neodim) se arată că cele două fenomene, producţia juvenilă pornind din manta (dorsale) şi reciclarea crustei continentale vechi, sunt mai importante decât contribuţia recentă, mai scăzută, a mantalei la fenomenele orogenetice (reducerea activităţii mantalei în orogeneză a scăzut mult după 500 Ma prin diminuarea activităţii magmatice, ca rezultat al descreşterii radioactivităţii naturale şi al îmbătrânirii Pământului).

Rămâne încă o problemă de rezolvat: cum se explică diferenţa între vârsta admisă pentru formarea Pământului (4600 Ma) şi vârsta celei mai vechi roci (4200 Ma). Se crede că, în perioada de început, crusta nu era bine constituită (extracţie insuficientă sau crusta incipient formată era distrusă şi reînnoită datorită regimului convectiv). Începând cu 4200 Ma, unul sau mai multe nuclee (sâmburi) continentale au început să iasă la suprafaţă (protocrusta), pentru ca creşterea continentală să se dezvolte într-o manieră foarte importantă până în jur de 1700 Ma şi să se încetinească apoi înainte de a se stabiliza în Mezozoic.

Scanned with OKEN Scanner

9.4. Motorul tectonicii plăcilor

Cel mai problematic aspect al teoriei plăcilor este cel al motorului mobilităţii litosferice (aceasta a fost una dintre scăderile importante ale teoriei lui Wegener). Astăzi se admite existenţa unui sistem termo-mecanic. Energia termică a fost furnizată în adâncime, pornind de la două fenomene: radioactivitatea şi creşterea nucleului (sâmburelui) solid. Există celule de convecţie între sursa caldă internă şi suprafaţa rece. În acelaşi timp, se cunoaşte prea puţin această circulaţie; mai mult, geometria complexă a limitelor plăcilor excluzând faptul că mobilitatea s-ar produce printr-un cuplaj direct cu celulele de convecţie din astenosferă. Rolul convecţiei este în principal aducerea materialului cald la nivelul dorsalei.

Pentru unii, originea mecanismului este numai internă, prin existenţa curenţilor de convecţie din nucleul extern care influenţează (fără un cuplaj direct) o circulaţie în mantaua inferioară, apoi în mantaua superioară (Fig. 106 A). În acelaşi timp, multe puncte rezistente nu sunt antrenate în structura convectivă a mantalei. Problema care se pune este următoarea: există o manta cu un strat convectiv în tot ansamblul său sau există o manta cu două strate (limitate la 700 km)? În acest ultim caz, convecţia există în stratul superior sau în cele două strate?

Modelatorii convecţiei şi curgerii în nucleu înclină mai degrabă pentru o manta cu un singur strat, la care proprietăţile fizice între cele două ansambluri par prea slabe pentru a menţine cele două strate distincte. Geochimiştii militează mai mult pentru o manta cu două strate pentru a explica variaţia compoziţiei chimice a diferitelor rezervoare. Datele de tomografie seismică merg, de asemenea, în acelaşi sens.

De altfel, forma celulelor de convecţie nu este cunoscută. Problema este dificilă, căci decuplajul este efectiv la nivelul astenosferei, şi atunci mobilitatea litosferei nu se supune direct circulaţiei interne.

În acelaşi timp, Huchon şi Le Pichon (1984) au remarcat că geoidul actual prezintă o abatere faţă de elipsoidul de referinţă a cărui configuraţie reaminteşte de cea a unei mingi de tenis având o axă de simetrie în plan ecuatorial (Fig. 106 B). Autorii respectivi explică această repartiţie prin existenţa unei singure celule convective având un curent ascendent polar (cu un nivel de anomalii negative) şi un curent descendent ecuatorial (la nivelul anomaliilor pozitive).

Scanned with OKEN Scanner

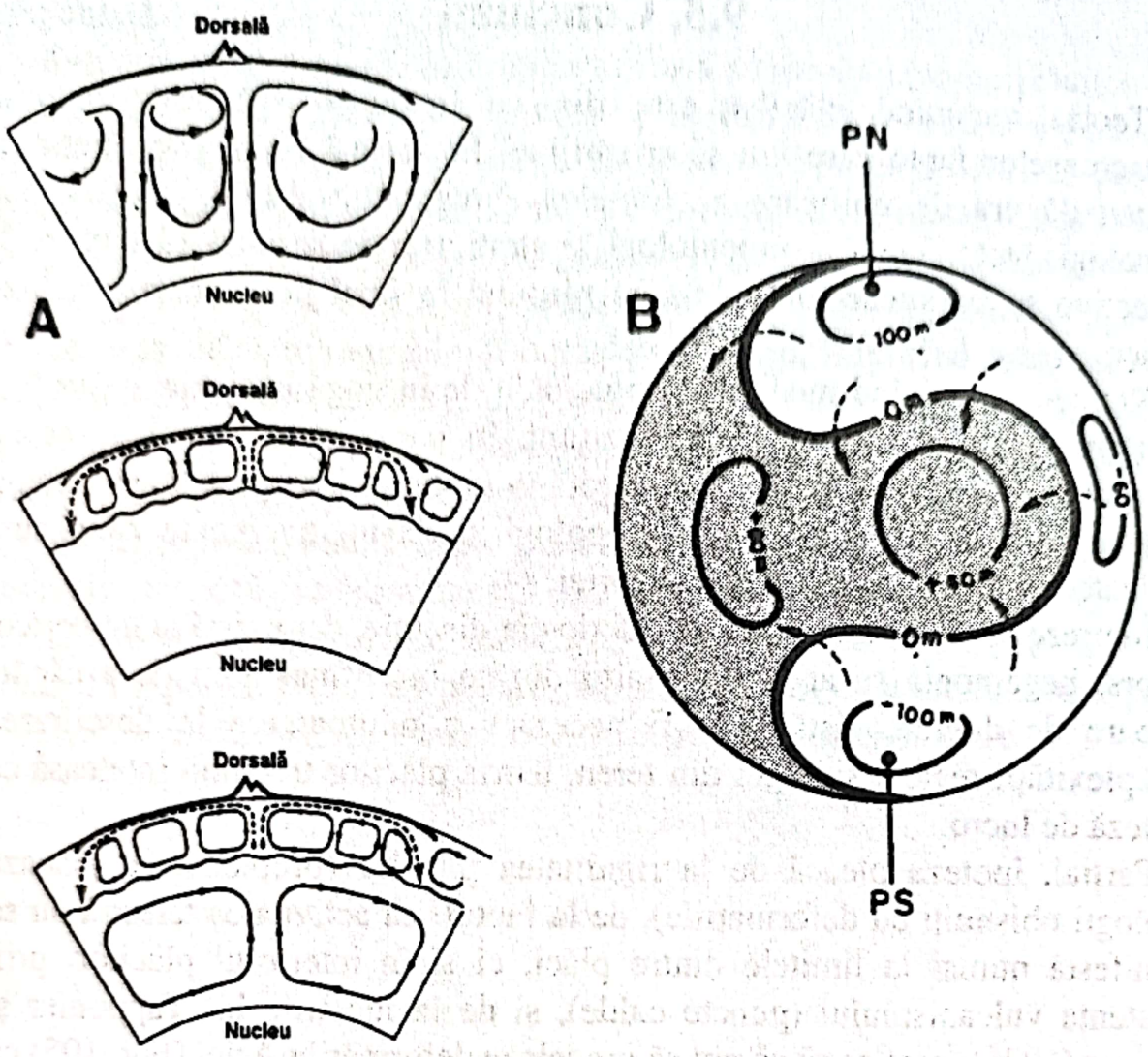


Fig. 106 Motorul tectonicii plăcilor. A) Dinamica terestră: diferite modele de convecţie. În cazul cel mai complex, nucleul extern este animat de mişcări de convecţie ca şi mantaua inferioară şi mantaua superioară (aici sunt reprezentate numai celulele de convecţie din manta). Mişcările din mantaua superioară sunt deci provocate în nivelul inferior, dar nu există o relaţie directă între celulele de convecţie ale diferitelor nivele. B) Schiţa abaterii (în metri) geoidului în raport cu sferoidul. Există o centură pozitivă ecuatorială şi o centură negativă polară care se îmbucă precum calotele unei mingi de tenis. Această regularitate este incompatibilă cu complexitatea plăcilor; ea ar fi reflectarea la suprafaţă a convecţiei din mantaua inferioară. Le Pichon şi Huchon (1984) au postulat că nu există nici o singură celulă de convecţie cu curenţi ascendenţi în calota negativă polară şi curenţi descendenţi în calota pozitivă ecuatorială (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Cercetările viitoare vor merge sigur în acest sens, progresul geodeziei spaţiale permiţând, pe de o parte, măsurarea cu precizie a deplasărilor litosferei, iar pe de altă parte, analizarea în detaliu a variaţiilor geoidului prin care se va vizualiza heterogenitatea mantalei, care este responsabilă de celulele de convecţie.

Scanned with OKEN Scanner

9.5. Concluzii

Teoria tectonicii plăcilor este din ce în ce mai întărită datorită numeroaselor fapte care vin să o sprijine. În acelaşi timp, contribuţia sa principală era de unificare a ştiinţelor Pământului: Astfel, geofizicieni, petrologi, tectonicieni sedimentologi şi stratigrafi se rezumă să lucreze la obiective şi fenomene multiple care răspund în final la aceleaşi concluzii logice.

Reticenţele privind mediul geologic, atât de în vogă la finele anilor '60, sunt progresiv abandonate. Acestea sunt, în parte, o problemă de scară; tectonica plăcilor este foarte simplificată în raport cu complexitatea faptelor reale observate pe teren de către geologi şi devin divergente când sunt utilizate în problema ansamblului teoriei.

În prezent, teoria nu este repusă serios în discuţie, dar există şi un pericol invers: hegemonia sa ar crea condiţii din ce în ce mai mari de a căpăta valoare de dogmă. Astăzi, ar fi necesară o reîntoarcere la descifrarea complexităţii reale a situaţiei din teren, teoria plăcilor trebuind înţeleasă ca ipoteză de lucru.

Parţial, ipoteza pleacă de la rigiditatea plăcilor (problemă ce jenează geologii obişnuiţi cu deformaţiile), de la faptul că activitatea terestră nu se manifestă numai la limitele dintre plăci, ci şi în interiorul plăcilor, prin existenţa vulcanismului (puncte calde), şi de la lucrările lui Tapponier şi Molnar (1976), care arată că pot să modeleze deformările Asiei (Fig. 105) ca o deformaţie continuă a unui mediu omogen (Eurasia) datorită unei intruziuni ca un dom (India). În acelaşi timp, Le Pichon a remarcat că nu se poate confunda ipoteza matematică a rigidităţii, ce a permis efectuarea de calcule pe baza realităţii fizice, cu o rigiditate absolută. Dogma „plăcilor" este deci susceptibilă de modificări şi adaptări în funcţie de noi descoperiri. Anii viitori vor fi fără, îndoială, cei în care se va reveni asupra continentului în care structurile sunt mai complexe şi în care deformările interne sunt, fără îndoială, mai mari. Lucrările deja întreprinse permit a se pune problema dacă nu cumva există o decolare aproape sistematică a mantalei (care devine deformabilă) în raport cu mantaua superioară (care rămâne mai rigidă), ceea ce permite punerea de acord a deformărilor interne continentale cu rigiditatea plăcilor.

De asemenea, dacă se ţine cont de reajustarea izostatică a plăcilor, este caducă o parte a opoziţiei geologilor care nu acceptă mişcările verticale

Scanned with OKEN Scanner

(epirogeneza) prin tectonica plăcilor, ce susţine mai mult mobilitatea orizontală.

Rămâne a se răspunde la întrebarea dacă schema tectonicii plăcilor este utilizabilă pentru perioade foarte vechi şi de când. Se pare că este posibil să se plece de la momentul când creşterea (expansiunea) continentală a devenit staţionară (1800 Ma). De atunci ne lipsesc încă multe date. Pentru perioadele de început (către 4200 Ma), unii au emis ipoteza unei convecţii mai importante, cu celule numeroase, manifestându-se la suprafaţă prin numeroase plăci hexagonale şi dorsale circulare, împreună prezentând un vulcanism foarte intens, a cărui natură rămâne a se determina (bazalte, peridotite sau andezite). Asemenea modele sunt mai curând curiozităţi, căci baza lor faptică este practic inexistentă.

Astfel, **este exclusă ideea că istoria Pământului este ciclică**, deoarece energia termică se diminuează, se produce o diferenţiere în manta, rezervoarele geochimice se modifică, compoziţia continentelor variază în cursul timpului. Tectonica plăcilor ne arată că noi cunoaştem sumar partea *recentă* a acestei istorii, aproximativ a ultimilor două miliarde de ani.

Scanned with OKEN Scanner

Scanned with OKEN Scanner

Capitolul 10

Acțiunea geodinamică a atmosferei

Atmosfera este învelişul exterior al globului terestru şi reprezintă o asociaţie de gaze şi vapori de apă, la care se adaugă particule solide de origine anorganică şi organică aflate în suspensie. Presiunea atmosferică este de 1 bar = 1000 hectopascali la nivelul mării, ea diminuându-se cu altitudinea. Astfel, ea se reduce la jumătate la 5.000 m altitudine, 1/10 la 16.000 m, 1/100 la 31.000 m (Fig. 107)

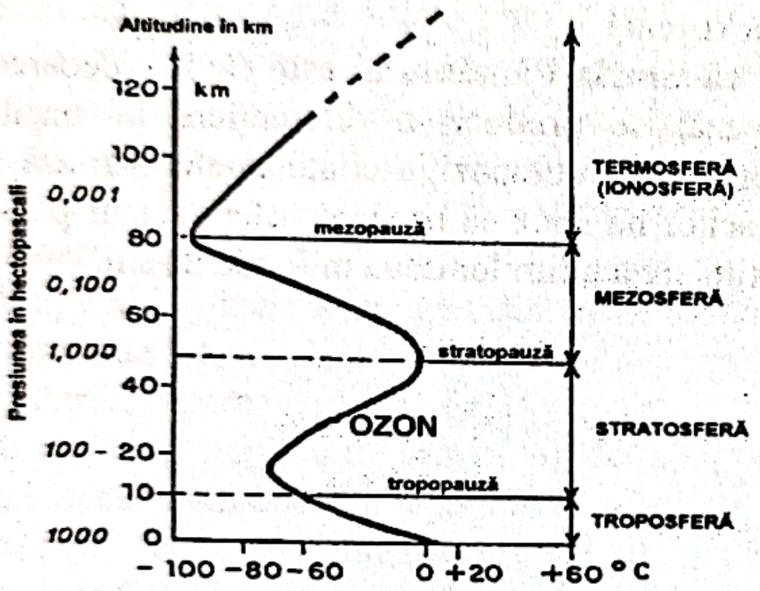


Fig. 107 Structura medie pe verticală a atmosferei şi evoluţia temperaturii şi presiunii. Peste mezopauză (-100°) temperatura se ridică din nou atingând 90° la 300 km şi 500° la 500 km, dar densitatea rămâne redusă (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

10.1. Alcătuirea atmosferei

Într-o secţiune verticală, atmosfera este alcătuită din următoarele pături: troposfera, stratosfera, ionosfera, exosfera şi magnetosfera (Fig. 108).

10.1.1. Troposfera

Este prima pătură a atmosferei pornind de la suprafaţa Pământului. Grosimea troposferei este de 8 km în zona polară şi 16 km în zona ecuatorială (din cauza forţei centrifuge), iar grosimea ei medie este de 10 km. Compoziţia troposferei este de 78% N, 21% O, 1% Ar, 0,032% CO_2 la care se adaugă elementele atmofile alcătuite din neon, heliu, krypton,

hidrogen, xenon şi radon. La acestea se adaugă gaze provenite din erupţiile vulcanice sau din activitatea industrială, materii organice (bacterii, spori, polen) şi anorganice (praf, cenuşă vulcanică). Ea conţine 80% din masa totală a aerului atmosferei şi cvasitotalitatea vaporilor de apă. În troposferă aerul execută deplasări orizontale (tangenţiale) şi verticale (radiale), mai ales în partea ei inferioară, denumită zona perturbaţiilor, ce are o grosime de 2000 - 3000 m. Datorită compoziţiei sale şi a deplasării aerului, zona perturbaţiilor din troposferă manifestă o acţiune geologică deosebită asupra litosferei.

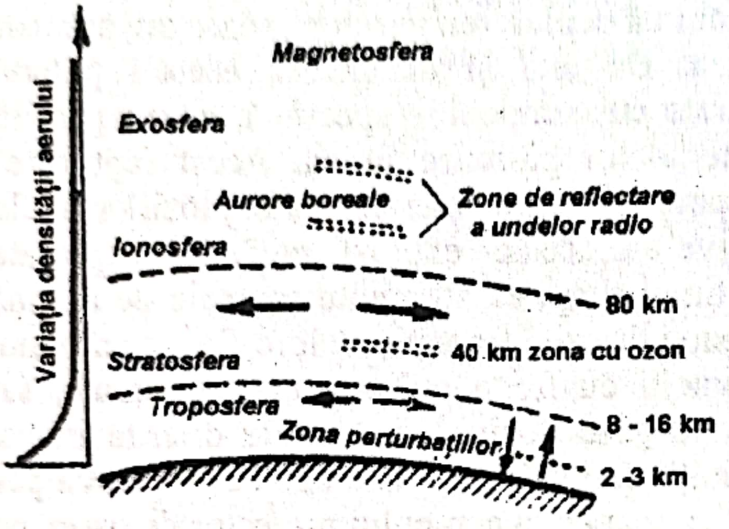


Fig.108 Schema constituţiei atmosferei (după V. Lăzărescu, 1980).

În partea sa inferioară, troposfera se întrepătrunde cu litosfera. Astfel, porii şi spaţiile interstiţiale ale rocilor, din partea superioară a nivelului hidrostatic al apelor subterane, sunt ocupate cu aer, dar cu un conţinut mult mai mare de CO_2. O întrepătrundere a troposferei există şi cu hidrosfera. Astfel apele marine puţin adânci, precum şi cele continentale sunt bogate în O şi N. Aceste ape la rândul lor trimit în aer hidrosoli fini şi CO_2, prin care se reglează proporţia acestui gaz în atmosferă. Conţinutul de CO_2 în troposferă a cunoscut o creştere permanentă, în paralel cu dezvoltarea industriei în majoritatea ţărilor de pe glob. Se preconizează că, în perioada anilor 2000- 2025, conţinutul de CO_2 va fi de 0,04 - 0,05% faţă de 0,03% din perioada anilor '50.

10.1.2. Stratosfera

Stratosfera urmează după o zonă de tranziţie, numită tropopauza, ce se află la înălţimea medie de 10 km. Stratosfera este cuprinsă între 8 şi 16 km, zonă în care temperatura este în jur de minus 50 - 55 ^{0}C şi aproximativ 80 km, unde temperatura atinge valori de 70-80 ^{0}C. Temperatura creşte datorită prezenţei la înălţimea de 40 km a unei pături de ozon (O_3), alcătuind aşa-numita „ozonosferă" ce reprezintă un scut protector antiradiaţiilor ultraviolete şi în acest fel fiind protector al vieţii pe Pământ. Prezenţa păturii

de ozon, care absoarbe radiaţiile solare, este cauza principală a creşterii temperaturii stratosferei la acest nivel.

Stratosfera este alcătuită din aer rarefiat, cu o proporţie crescută în gaze uşoare şi un conţinut scăzut în oxigen. La acestea se adaugă uneori cenuşă vulcanică aruncată până la această altitudine de unele explozii vulcanice puternice. De exemplu, explozia Vulcanului Krakatoa din 1883 a aruncat cenuşă până în stratosferă ce a ajuns în şase luni deasupra Parisului şi a Stockholmului, datorită faptului că deplasarea gazelor uşoare din stratosferă se face numai pe orizontală. De aici şi denumirea acestei pături de „stratosferă" alcătuită din strate cu compoziţie specifică, ce nu permit un amestec pe verticală a materialelor pătrunse în ea. Acest fapt este un argument ştiinţific foarte important pentru interzicerea exploziilor nucleare în atmosferă, produsele nocive ale acestor explozii putând fi deplasate în jurul globului terestru. În ultimul timp, există multe semnale de alarmă în privinţa spargerii păturii de ozon datorită freonului (cloro-fluoro carbonului) conţinut în milioanele de butelii cu freon utilizate ca deodorante, sau a cantităţii mari de freon şi alte gaze nocive produse de diferite industrii. Acumularea de CO_2 în cantităţi mari sub pătura de ozon este nocivă pentru evoluţia vieţii pe de o parte, iar spargerea ecranului protector de ozon, pe de altă parte, devine de asemenea nocivă pentru viaţă, prin pătrunderea razelor ultraviolete de la soare. Asemenea „găuri" în pătura de ozon sunt semnalate în zona Antarcticii, a Oceanului Indian de Sud, precum şi în regiunea Arctică. Între 50-80 km este **mezosfera** ce urmează stratosferei după o stratopauză (la 50 km). În mezosferă temperatura scade până la -80 ^{0}C.

10.1.3. Ionosfera (termosfera)

Se extinde de la 80 km până la înălţimi ce depăşesc sute de kilometri. Această pătură poartă şi numele de termosferă întrucât variaţiile de temperatură, datorită activităţii solare, sunt foarte importante de la -270 ^{0}C la +150 ^{0}C. Aceste variaţii de temperatură sunt însoţite de fenomene de ionizare a atmosferei rarefiate şi bogate în gaze uşoare, ceea ce provoacă aurorele boreale determinate de radiaţiile solare. Unele pături ionizate ale ionosferei sunt fierbinţi (termosfera), alte pături reflectă undele radio. De exemplu, pătura Appleton de la 100-120 km reflectă undele medii, iar pătura Kennely-Heavyside de la 200-300 km reflectă undele scurte. Alte pături dau centuri de radiaţii cum sunt Centurile Van Allen.

Scanned with OKEN Scanner

10.1.4. Exosfera

Este pătura externă a atmosferei şi ea este cuprinsă între 1500 km şi 3000 km, de unde se pierde gradat în spaţiul interplanetar. În exosferă se păstrează doar câmpul magnetic al Pământului care alcătuieşte **magnetosfera**. Magnetosfera se întinde pe distanţe mari în umbra globului terestru şi mai puţin în partea luminată de Soare. Acest fapt arată că radiaţiile solare exercită o presiune asupra câmpului magnetic terestru (Fig. 109).

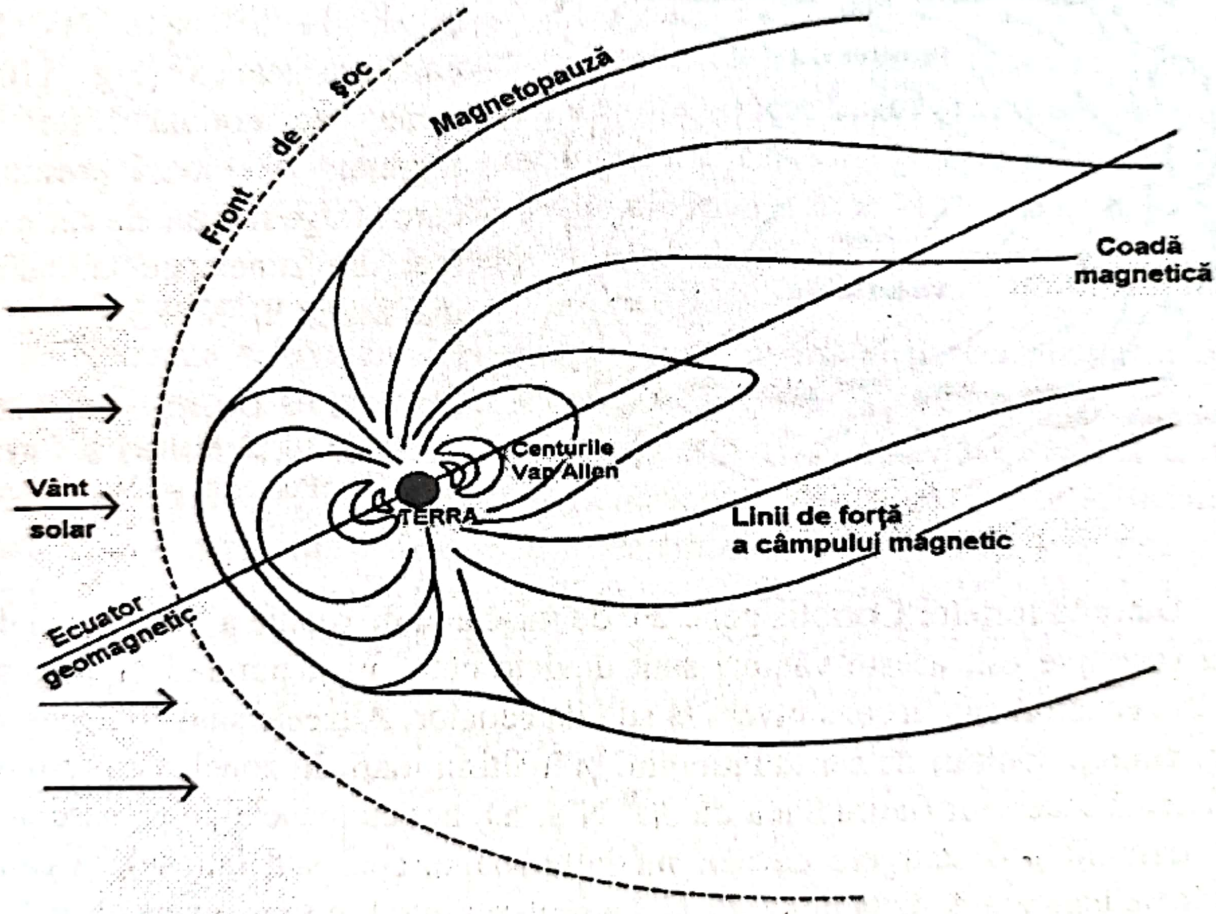
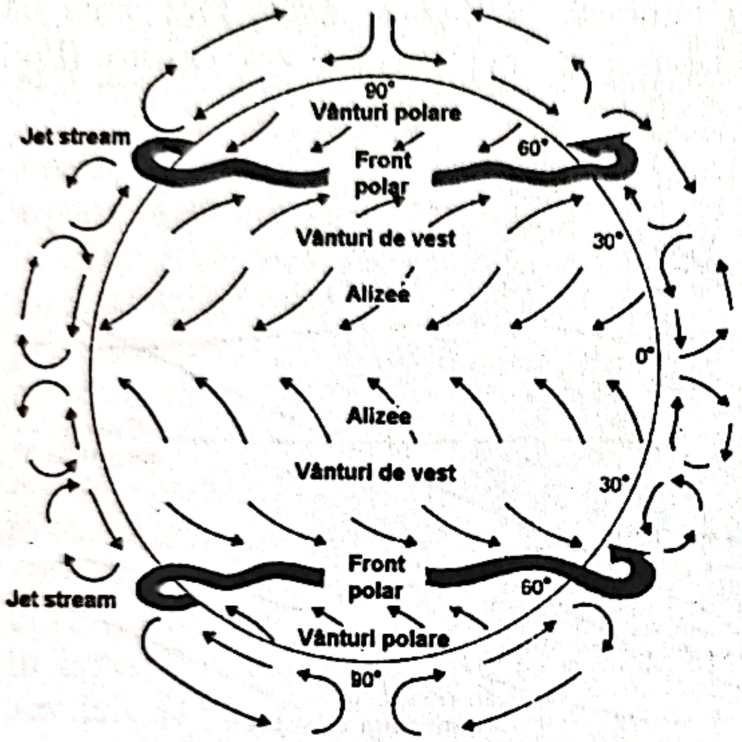


Fig. 109 Reprezentarea schematică a magnetosferei terestre (după J. L. Le Mouel, 1980, fide Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Scanned with OKEN Scanner

10.2. Mişcările aerului în troposferă (vânturile)

Deplasarea aerului în troposferă poartă denumirea de vânt. Vânturile sunt permanente, când sunt sub influenţa rotaţiei Pământului, sau periodice, regionale şi locale, atunci când sunt determinate de diferenţa de temperatură şi densitate a atmosferei.



Vânturile permanente tipice sunt **alizeele,** care bat de la NE către SV în zona tropicală din emisfera nordică şi de la SE spre NV în emisfera sudică (Fig. 110). Zona ecuatorială este o regiune de joasă presiune care atrage masele de aer mai reci din zonele cu latitudini mai mari (30^0 N şi S).

Fig. 110 Direcţia vânturilor principale (după Mallory şi Cargo, fide Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Datorită forţelor Coriolis generate de mişcarea de rotaţie a Pământului de la vest spre est, aceste vânturi sunt deviate către vest, pornind de la nord către ecuator, sau în sens invers la sud de ecuator. Alizeele sunt compensate de curenţi contrari de aer la latitudini şi înălţimi mari. În zonele de presiune ridicată a aerului (latitudinea de 30^0 N şi S), anticicloanele ce se nasc aici determină şi o scurgere de aer, nu întotdeauna spre sud (alizee), şi către zonele temperate, de la nord şi sud, ce se deplasează în sens invers alizeelor. Acestea sunt **vânturile de vest.**

În regiunile boreale (polare) aerul rece se deplasează în spirale din zonele de înaltă presiune către vest. Aceste vânturi se nasc în tropopauză, au viteze mari de 500 km/h şi alcătuiesc aşa-numitele „jet streams" sau **vânturi polare** şi alcătuiesc un front polar în jurul regiunilor reci (Fig. 107).

În cazul vânturilor periodice aerul se mişcă din zonele reci, ce constituie centre de mare presiune (*anticicloane*) către zonele calde de joasă presiune (*cicloane*). Deplasarea aerului se face turbionar, putând să ajungă la viteze mari, de 30-40 m/sec, când constituie *uragane* (*taifun, ciclon*). O

Scanned with OKEN Scanner

astfel de regiune cu uragane, *trombe marine* şi *tornade* (vârtejuri de aer) este Marea Caraibelor, unde uraganele vin dinspre Jamaica, spre Cuba şi Florida, pentru a se stinge spre nord. Ca vânturi periodice regionale se cunosc *Mussonul* şi *Sirroco*. Mussonul bate vara dinspre Oceanul Indian spre Himalaia (India) aducând ploi numeroase, iar iarna bate invers, aducând secetă. Sirroco (Simounul) bate uneori cu putere mare dinspre Africa peste Marea Mediterană, aducând nisip până în Italia. În anul 1963 Simounul a adus cantităţi enorme de nisip din deşerturile Nefud (Peninsula Arabiei) şi Nubia (Africa de NE), blocând pentru un timp porturile Mării Mediterane de sud-est. În România,*Crivăţul* bate iarna dinspre NE spre SV, fiind un vânt tipic periodic regional.

Ca vânturi locale (descendente, catabazice) este recunoscut în primul rând *Foehnul*, care bate primăvara dinspre zonele înalte şi reci ale Alpilor spre Câmpia Elveţiei. Un alt vânt local este *Chinook-ul* care împreună cu Foehnul, trecând printre crestele înalte ale munţilor, sunt forţate să coboare pe pantele adăpostite ale acestora cu efect de încălzire şi uscare a aerului, producând avalanşe puternice.

În România echivalentul Foehnului este *Vântul Mare*, care coboară pe pantele Carpaţilor (în special în Munţii Făgăraş) spre Transilvania, sau spre Câmpia Română şi Platforma Moldovenească (Carpaţii Răsăriteni) şi care generează avalanşe. Un alt vânt regulat, local sau regional, este *Mistralul* care suflă dinspre nord-vest către Marea Mediterană, întâlnit mai ales pe valea Rhonului în sudul Franţei (Provence). Asemenea Mistralului, bate *Bora* pe coasta nordică a Mării Adriatice şi Santa Ana, în sudul Californiei. *Coşava* este un vânt local întâlnit în Banat, care bate din sudul Dunării către nord, iar Australul bate în Oltenia tot din sud. *Briza marină* bate ziua dinspre mare către uscat, iar noaptea dinspre uscat spre mare este denumită *Terral* în Cuba. Între vânturile locale sunt şi cele ce pornesc de pe banchizele Groenlandei şi Antarcticii, producând pe văile de coastă viscole puternice.

10.3. Acţiunea geologică a atmosferei

Atmosfera execută o acţiune geologică intensă şi variată asupra scoarţei globului pământesc, mai ales în zona de contact dintre troposferă şi suprafaţa Pământului. Această acţiune se manifestă în special prin trei factori : eroziune, transport şi sedimentare eoliană.

Scanned with OKEN Scanner

10.3.1. Eroziunea eoliană

Eroziunea eoliană (după Eol, zeul vântului) este exercitată de aerul în deplasare. Această acţiune este mai puternică dacă aerul este încărcat cu particule solide în suspensie (praf, nisip fin). Eroziunea eoliană mai poartă şi denumirea de **coraziune**. Coraziunea se realizează prin acţiunea continuă a aerului încărcat cu particule solide asupra rocilor, ce seamănă cu un bombardament continuu a unui jet de aer încărcat cu nisip. În tehnică operaţia aceasta se numeşte **sablaj** şi se foloseşte pentru curăţirea unor suprafeţe metalice, bujii etc. Rezistenţa diferită a rocii face ca acţiunea de coraziune să fie diferenţiată. Acţiunea maximă a coraziunii se manifestă la baza versanţilor munţilor şi dealurilor, acolo unde aerul este mai încărcat cu granule de nisip. Dovadă a acestei acţiuni sunt nişele de eroziune din partea bazală a unei alternanţe de gresii şi marne, care se estompează însă în partea superioară a succesiunii sedimentare (Fig. 111).

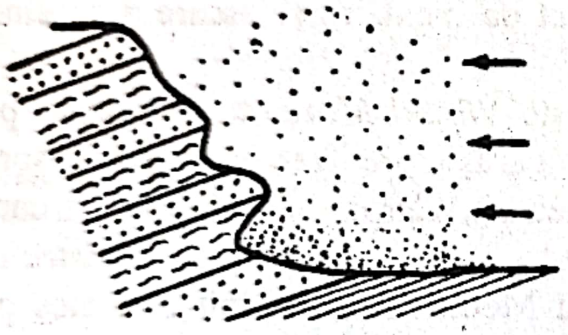


Fig. 111 Alternanţă de gresii şi marne cu nişe de coraziune ce scad în susul pantei indicând variaţia cu înălţimea a intensităţii eroziunii eoliene (după V. Lăzărescu, 1980).

Efectul tipic al coraziunii se manifestă însă asupra pietrelor mari din deşerturi (*hammade*, *serriruri*) unde sunt create suprafeţe plane, şlefuite pe diferite direcţii, în funcţie de schimbarea direcţiei de bătaie a vântului sau a poziţiei pietrei. Iau naştere astfel pietre cu faţete denumite şi **Dreikanter**, pentru că în final formele şlefuite ale pietrelor au aspectul unor tetraedri cu trei muchii (trei canturi) pornind de la un colţ (Fig. 112).

De asemenea, în deşerturi, datorită evaporării intense a apei capilare, se depun pe suprafaţa rocilor pelicule fine de oxizi de fier sau mangan, ce sunt lustruite ulterior şi care dau aşa numitul **„luciul (lacul) deşertului"**.

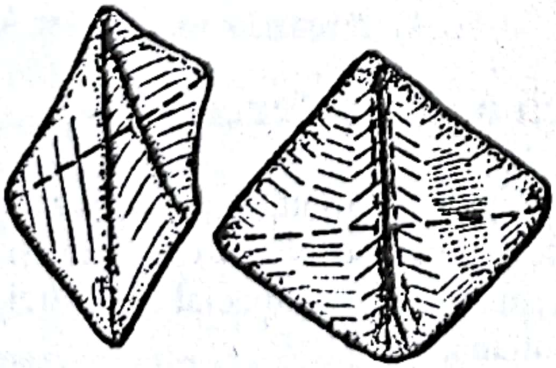


Fig. 112 Aspectul pietrelor cu faţete (dreikantere) (după V. Lăzărescu, 1980).

Scanned with OKEN Scanner

Acţiunea de şlefuire a suprafeţelor mari în deşerturile pietroase (hammade, serriuri), prin îndepărtarea particulelor fine de nisip, se numeşte **deflaţiune**. Deşerturile pietroase, rămase în urma acţiunii puternice de deflaţiune (de îndepărtare a particulelor fine), poartă denumirea generală de **reg**, care reprezintă 3/4 din suprafaţa Saharei (Fig. 113). La o scară mai mare, deflaţiunea este cauza unor depresiuni închise ce apar în deşerturi – de exemplu *chott-urile* şi *sebkhras* (= denumire arabă în care „bk" echivalent cu „rr") din Sahara sau *playas* din deşerturile americane (lacuri sărate mărginite de vegetaţie halofilă).

Fig. 113 Un reg (deşert) de pietrişuri phtanitice aproape de Atar în Mauritania. Sigur aceste pietre au fost cioplite de oamenii preistorici, ca aceea de dimensiuni mai mari vizibilă în primul plan (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Prin deflaţiune pronunţată este intersectat nivelul hidrostatic al apelor subterane, care odată deschis, permite evaporarea puternică a apei şi depunerea pe suprafaţa terenului a unei cruste de sare (de exemplu, Chott el Djerid din Tunisia şi Depresiunea Quattara din Egipt). Unele chott-uri sunt „săpate" sub nivelul mării. De exemplu, chott-ul Merouane-Mebhir din Algeria se află la -35 m sub nivelul mării sau Valea Morţii (Death Valley) din Statele Unite ale Americii (California) este amplasată la -85 m sub nivelul mării (cea mai joasă altitudine de pe continentul american).

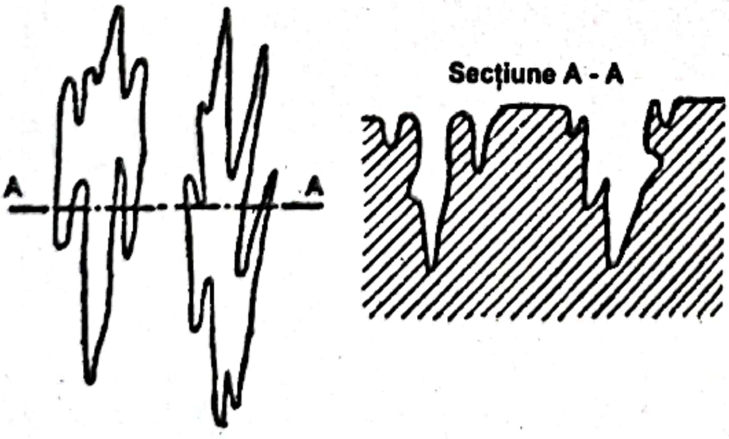


Fig. 114 Aspectul în plan şi în secţiune (A – A) a jardangurilor din pustiurile cu praf şi argile (după V. Lăzărescu, 1980).

Scanned with OKEN Scanner

În regiunile alcătuite din roci argiloase sau marnoase, vântul încărcat cu particule de praf execută o acţiune specifică de coraziune. Iau naştere astfel forme de eroziune ce au aspect de şanţuri cu margini dantelate, în funcţie de rezistenţa rocilor din versanţi. Aceste şanţuri poartă numele de **jardanguri** (Fig. 114) şi au fost pentru prima oară studiate în pustiurile din Asia Centrală. Acţiunea de coraziune se manifestă oriunde, asupra zidurilor, construcţiilor vechi, geamurilor etc.

Sfinxul din Egipt este permanent lovit şi „modelat" de vântul din deşert încărcat cu nisip; sfinxul din Munţii Bucegi este „opera" unei continui acţiuni de coraziune. Geamurile gărilor de pe traseul căii ferate transiberiene sunt matisate prin acţiunea continuă a vântului care bate dinspre nord.

10.3.2 Transportul eolian

Se produce prin târâre (*reptaţie*), saltaţie şi prin suspensie, în funcţie de dimensiunile materialului transportat. Nisipul este materialul tipic transportat. Din cauza frecării şi a ciocnirii granulelor de nisip transportate, acestea sunt rotunjite, iar materialul transportat este dispus după o stratificaţie încrucişată caracteristică, denumită stratificaţie eoliană (engl. *cross-bedding*) (Fig. 115).

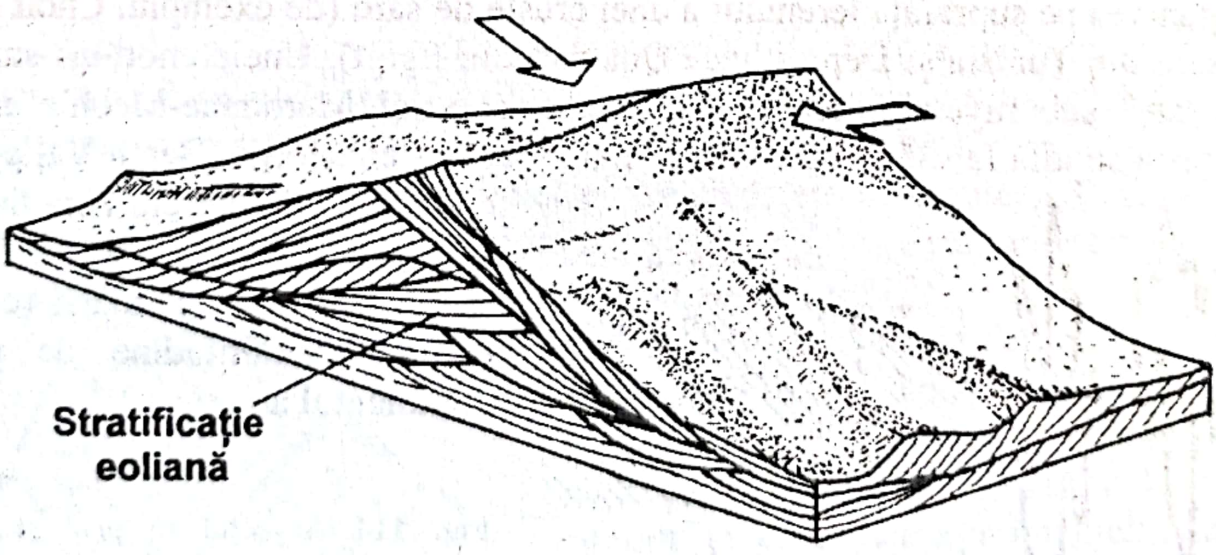


Fig. 115 Secţiune transversală ipotetică printr-o dună longitudinală (după McKee, 1979; fide G. Einsele, 1992).

Materialul transportat este depus în dune. În general, dunele sunt alcătuite din nisip silicios, format din granule de cuarţ, mai rar din gips

Scanned with OKEN Scanner

(White Sands Monument din New Mexico, Foto 9). Destul de frecvent, nisipul din dune este calcaros sau abundent în resturi de foraminifere sau oolite (de exemplu, eolianitele din Bahamas sau Kurkar de pe coastele Israelului).

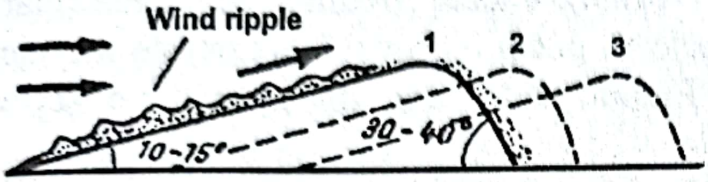


Fig. 116 Profilul transversal al unei dune indicând trei stadii (1, 2, 3) din procesul ei de migrare şi poziţia *wind-ripple*-urilor (după V. Lăzărescu, 1980).

Acestea se acumulează în spatele oricărui obstacol (de exemplu, *tufe de Tamarix*) alcătuind dealuri asimetrice cu feţe slab înclinate, de 5-15° pe suprafaţa supusă acţiunii vântului. Această suprafaţă are urme de vânt ondulate, numite *wind-ripples* (Fig. 116), asemănătoare cu urmele de valuri, *ripple-marks*. Contrapanta suprafeţelor opuse este mai abruptă, de 30-40° care indică unghiul de repaus natural al nisipului (Fig. 117).

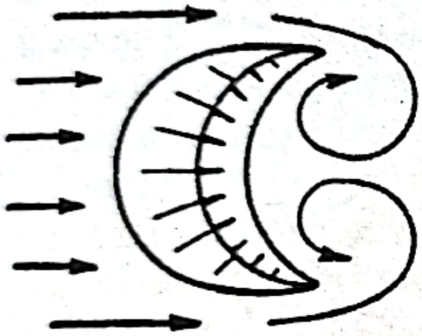


Fig. 117. Schema în plan a unui barkhan şi direcţia vântului (după V. Lăzărescu, 1980).

Dunele se deplasează încet pe direcţia contrapantei datorită vântului permanent. Când cantitatea de nisip este mică, atunci dunele au aspecte semilunare, izolate, denumite **barkhane** (Fig. 117 şi 118). Barkhanele se deplasează cu mai mulţi metri pe an, dacă direcţia vântului rămâne constantă, ele fiind caracteristice deşerturilor fierbinţi (de exemplu, zona Marelui Erg din sudul Algeriei).

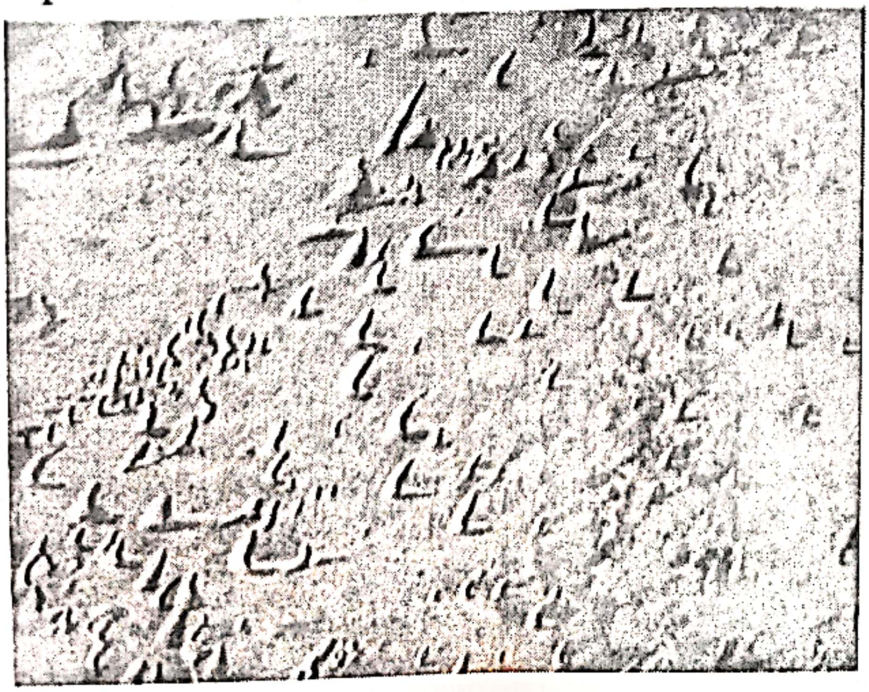


Fig. 118. Barkhane, vedere din avion (vestul Africii). Formele nu sunt prea excepţionale fiind vizibile doar pe edificiile cele mai înalte (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Scanned with OKEN Scanner

În funcţie de schimbarea direcţiei vântului, a deplasării turbionare a acestuia sau a prezenţei diferitelor obstacole, dunele pot fi de mai multe feluri: *barkhane*, *creste barkhanoide*, *dune transversale*, *dune longitudinale*, *dune în stea*, *dune parabolice* (Fig. 119). În deplasarea lor dunele pot duce la acoperirea drumurilor, a oazelor, a aşezărilor omeneşti, de aceea pentru oprirea lor se plantează palmieri (Africa), eucalipţi (Cuba, regiunea Pinar del Rio), salcâmi (România). Dunele se pot produce şi în regiunile litorale (Landes sau Pilat, sud Arcachon, Franţa, unde ating 105 m înălţime, cele mai înalte din Europa) sau fluviatile.

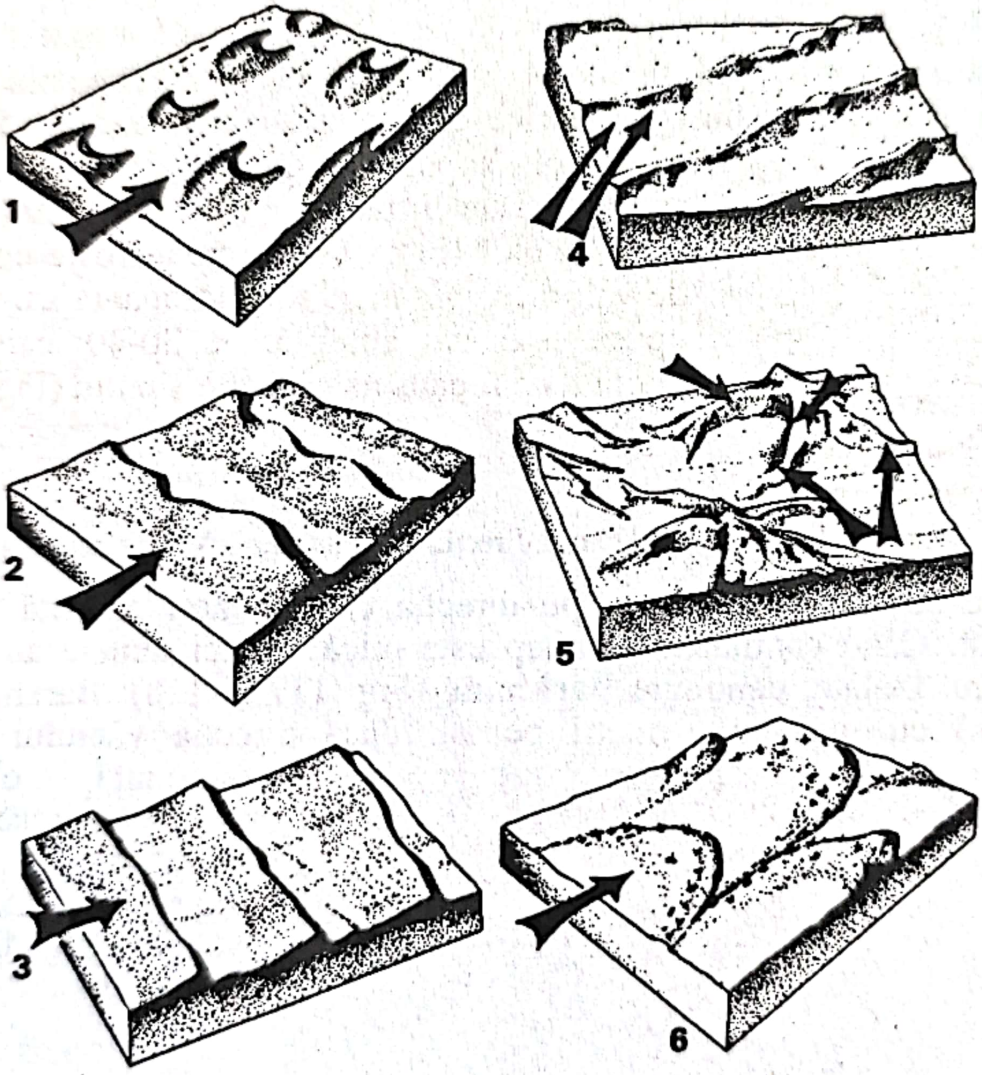


Fig. 119. Diverse tipuri de dune (înălţimea dunelor reprezentate este de ordinul 5 la 10 metri). *1. Barkhane; 2. Creste barkhanoide; 3. Dune transversale; 4. Dune longitudinale; 5. Dune în stea; 6. Dune parabolice.* Săgeţile indică sensul vântului. Secţiunile dunelor perpendiculare pe vânt sunt asimetrice (pante mici la vânt, pante abrupte sub vânt). Secţiunile dunelor paralele la vânt (cornuri de barkhane, dune longitudinale) sunt sensibil simetrice (după E. Mc Kee, 1979, fide Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Scanned with OKEN Scanner

În România, regiune temperată, s-au format în Cuaternar şi se formează şi astăzi dune fluviatile, litorale şi marine. Dunele fluviatile se găsesc în regiunea Carei - Satu Mare, unde sunt prelucrate nisipurile fluviatile ale Tisei şi ale afluenţilor săi; Deliblat (triconfinium România - Ungaria - Jugoslavia); între Ostrovul Corbului şi Calafat (pe malul românesc al Dunării); zona Hanu-Conachi (cursul inferior al Siretului). Dunele din Câmpia Română, de pe malurile Ialomiţei, Buzăului etc. sunt perpendiculare pe cursul râurilor datorită Crivăţului. Datorită Austrului, dunele de pe malul Jiului sunt de asemenea orientate perpendicular pe râu. În zona de plajă marină, între Mamaia şi Năvodari sunt dune litorale, care se extind spre nord până la gurile Dunării. Ele sunt paralele cu ţărmul (Fig. 120).

Praful (siltul) este un alt material transportat de vânt. Astfel, în Sahara, anual, este transportată de vânt o cantitate de 10-20 milioane de tone de nisip şi 60-200 milioane de tone de praf. Acest praf este transportat de cicloane sau uragane deşertice şi dus la distanţe mari, în Europa sau peste Oceanul Atlantic în America sub formă de „ploi roşii" sau „ninsori colorate". Vântul transportă şi praful din zonele circumglaciare, depus odată cu morenele. De exemplu, în ianuarie 1963 în regiunea Isikawa (Japonia de Vest) s-a produs o ninsoare galbenă, zăpadă ce a înglobat şi particule de praf venite din China. În România în 1961 s-a produs o furtună mare care a adus cantităţi mari de praf din pustiurile Ust-Urt şi Kâzâl-Kum (Marea Caspică) şi care a traversat Europa, ajungând până la Marea Adriatică.

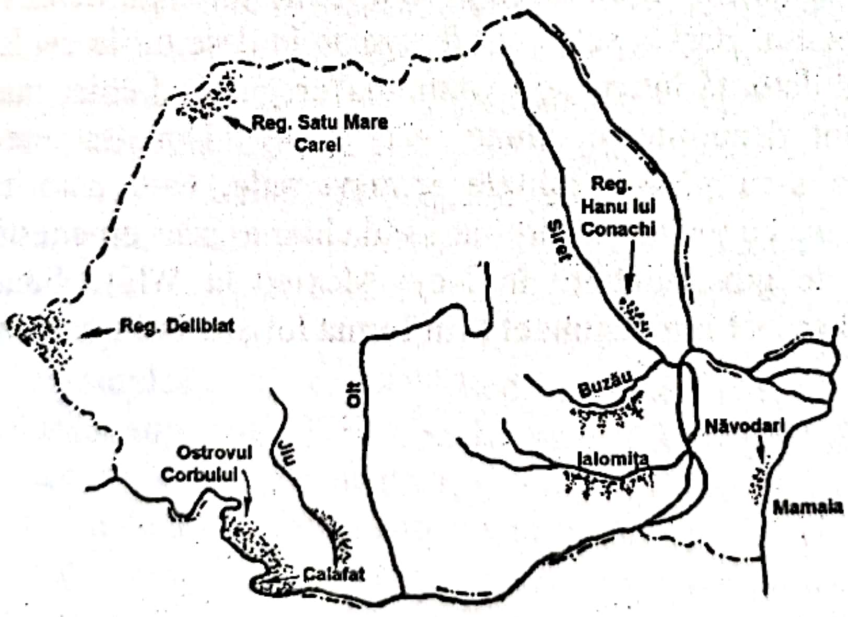


Fig.120. Schiţa distribuţiei depozitelor cu nisipuri eoliene (punctat) în România (după V. Lăzărescu, 1980).

Vântul transportă la distanţe mari cenuşa vulcanică, într-un timp de câteva luni (cenuşa Vulcanului Krakatoa, 1883, în şase luni a ajuns deasupra Parisului şi Stockholmului), care – raportat la timpul geologic – este instantaneu. De aceea nivele de cinerite din rocile sedimentare pot fi

utilizate ca strate reper în corelări litostratigrafice ale unor formaţiuni de aceeaşi vârstă. Vântul transportă la distanţe mari faţă de zona sursă spori şi polen, care pot fi utilizaţi ca fosile pentru stabilirea vârstei unor depozite pe arii mari, favorizând astfel corelarea lor regională, în cadrul palinologiei stratigrafice. Căderile mari de spori şi polen alcătuiesc aşa-numitele „ploi de polen" şi care reprezintă argumente importante privind repartiţia geografică a vegetaţiei actuale. Aceste „ploi de polen" se produc frecvent în perioada de înflorire a diferitelor plante şi sunt în directă legătură cu direcţia de mişcare a aerului din troposferă. Studiul acestor „ploi de polen" reprezintă o ramură a Palinologiei. Această metodă poate fi aplicată şi în cazul unor concentrări foarte mari de spori şi polen fosil pentru diferite formaţiuni geologice.

10.3.3 Sedimentarea eoliană

Principalele depozite eoliene sunt de nisip, de praf (silt), de loess şi de cinerite vulcanice. Depozitele de nisip sunt **dunele**. Ele sunt edificii de nisip înalte de peste 100 m, alcătuite în general din nisipuri cuarţoase feldspatice, formate din granule rotunjite, depuse în spatele unor obstacole de vegetaţie sau relief, datorită scăderii vitezei vântului. Cele mai cunoscute dune sunt *barkhanele* (Fig. 121) ce au forme convexe cu marginile turnante datorită schimbării direcţiei vântului. Barkhanele sunt frecvente în deşerturile calde. Deoarece se deplasează datorită intensităţii vântului, înregistrând chiar mai mulţi metri pe an, sunt denumite şi „dune mergătoare". Din asocierea numeroaselor barkhane s-au născut **dunele transversale**, care datorită deplasării pot acoperi zone cu vegetaţie, drumuri sau chiar aşezări omeneşti. Mai rare sunt dunele de gips întâlnite în New Mexico la White Sand Monument, care dau un aspect impresionant prin forma lor şi albul imaculat şi strălucitor.

Scanned with OKEN Scanner

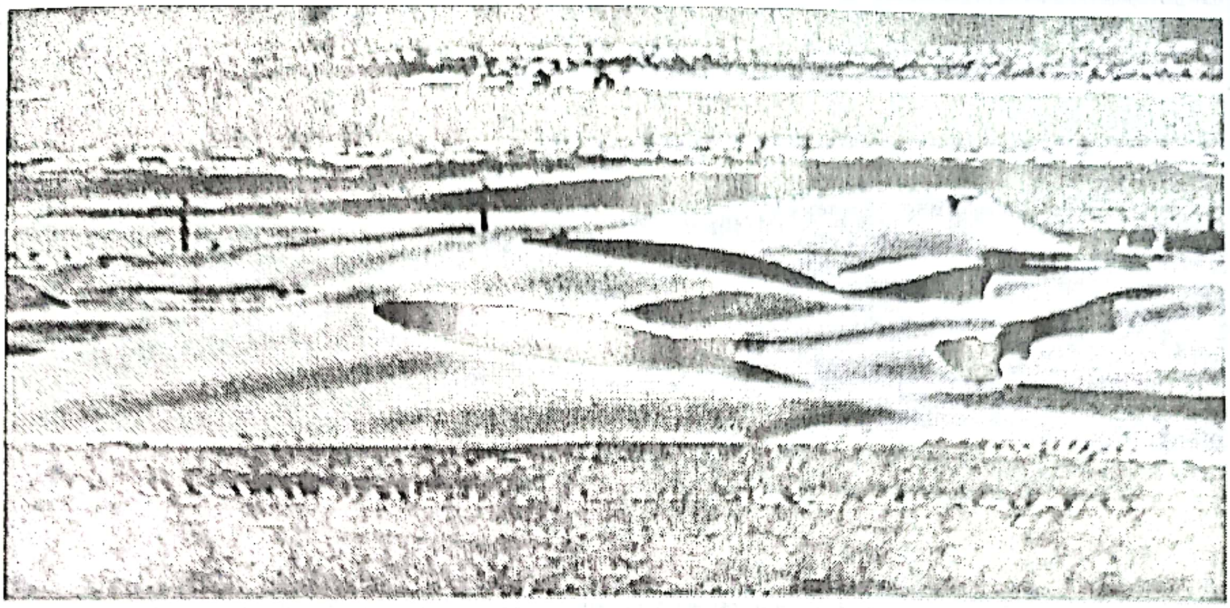


Fig. 121 Barkhane în regiunea Biggs, statul Oregon (după A. Strahler, 1973).

Alteori dunele sunt alcătuite din nisip calcaros sau din resturi de foraminifere sau oolite. Exemplu sunt **eolianitele** din Bahamas sau **Kurkar** din Israel. Aceste ultime tipuri de dune se consolidează mai repede decât dunele alcătuite din nisipuri silicioase. Uneori, datorită vitezei turbionare a vântului, dunele au forma inversă barkhanelor, ele devenind concave în fața vântului. Acestea poartă numele de **dune parabolice**. Dacă dunele se formează în zonele litorale, urmărind țărmul franjurat al mării, şi dacă sunt perpendiculare pe direcţia dominantă a vântului, ele se numesc **dune longitudinale** sau **dune litorale**. Caracteristică pentru dunele de nisip este stratificaţia încrucişată (Fig. 122). Aceasta este prezentă în formaţiunile sedimentare actuale (dune), dar şi în acumulările de nisip fosile. Prin cimentare, nisipurile devin gresii la care uneori se păstrează şi structura încrucişată tipică.

Exemplul clasic este Old Red Sandstone (Gresia Roşie Veche, de vârstă Silurian superior - Devonian inferior, din Anglia). Este o gresie de pustiu, consolidată cu un ciment roşu, feruginos. Această gresie este tipică pentru condiţii de sedimentare eoliene, deşertice cu oxidare puternică. Astăzi, orice gresie roşie de acest tip poartă numele de gresie de tip „oldred". Alte exemple sunt: gresia de Carelia (Precambrian) sau Buntsandstein (Triasicul inferior). În unele cazuri, nisipul eolian din zonele litorale sau cel erodat din crestele montane a fost depus în mare împreună cu sedimentele de pe şelf. Prin cimentare s-au format gresii, la care se observă granule de cuarţ marine şi eoliene (de exemplu, gresia de Kliwa din flişul oligocen al Carpaţilor Orientali).

Scanned with OKEN Scanner

Fig. 122 Stratificaţia încrucişată a nisipului depus într-o deltă glaciară lângă North Haven (statul Connecticut, S.U.A) (după A. Strahler, 1973).

Regiunile actuale de deşerturi se găsesc în Africa, Asia şi Australia. În Europa regiuni deşertice sunt în Spania. În America de Nord sunt cunoscute deşerturile Colorado şi Mohave (USA), Şonora (Mexic), iar în America de Sud, deşertul Atacama de pe coasta chiliană.

În Africa, Sahara cuprinde toate tipurile de deşerturi, de la masive înalte stâncoase erodate (Hoggar, Tibesti, Air) la *hammade*, sau deşerturi pietroase, cu blocuri (El Hommra, la est de Tibesti) la *serriruri* sau pustiuri plate (*serrir* în arabă = pat cu pietriş, din Libia) şi până la deşerturile de nisip (Ighidi şi El Djuf) din Sahara de vest. Aceste deşerturi de nisip au dune înalte (Marale Erg) sau sunt alcătuite din zone joase (din jurul lacului Ciad). Aceste zone joase sunt rezultatul spulberării prin eroziune a nisipului, iar interceptarea stratului acvifer duce la acumularea unor lacuri temporare, **chott-uri** (Chot el Dgerid) sau la formarea unor văi uscate, **waadi** sau **ueduri** (Waadi Igharghar). În aceste culoare, apa se evaporă, datorită vântului uscat, sau se scurge sub forma unui fir subţire de apă.

Deşertul Kalahari, din sud-vestul Africii, este o regiune tipică de hammade, în care râul Kubango se pierde într-o serie de mlaştini şi lacuri ce sunt pe cale de a se usca (regiunea Macaricari). În nord-estul Africii se întinde pustiul Nubiei iar în peninsula Arabiei, pustiurile Nefud (în nord) şi Roba el Chali sau Dehna (în sud).

În Asia Centrală (la est de Marea Caspică) se întind pustiuri de nisip şi praf (Ust-Urt). Unele sedimente au culoare roşie (Kâzâl-Kum, deşertul roşu), altele culoare neagră (Kara-Kum, deşertul negru). Tot în Asia

Scanned with OKEN Scanner

Centrală se întinde marele deşert Gobi (*Şa-mo*, în chineză = marea de nisip) amplasat la înălţime mare (separat în două de o creastă montană în Marele Gobi şi Micul Gobi). La vestul acestui deşert se dezvoltă altele, mai mici, ca Tarim (Takla-Makan) şi Djungaria, amplasate în depresiuni. Astfel Deşertul Tarim, amplasat într-o depresiune tectonică, este drenat de râul cu acelaşi nume, ce se scurge într-un lac interior numit Lob-nor, mărginit de crestele montane înalte ale Munţilor Pamir, Tian-Şan şi Kunlun. În Australia se dezvoltă trei deşerturi: Marele Deşert de Nisip (în nord), Deşertul Gibson (în centru) şi Deşertul Victoria (în sud) cu lacuri sărate pe cale de dispariţie.

Praful ce provine din regiunile circumdeşertice şi periglaciare este transportat şi depus în zonele joase, de câmpie, cu vegetaţie ierboasă de tip tundră, stepă, preerie, savană, pampas şi formează *loessul* (amer. *adobe*). Loessul este o rocă aleuritică (fină) de culoare gălbuie, poroasă, uşoară, slab cimentată cu ciment calcaros, ce prezintă numeroase canalicule verticale, ce reprezintă urme de rădăcini sau tulpini ale plantelor sufocate de praful depus. Una din regiunile tipice cu loess este China, unde această rocă atinge grosimi de 600 m. În ţara noastră depozite de loess sunt bine dezvoltate în Câmpia Română de est (Bărăgan) unde ating grosimi de 30-40 m, în unele zone chiar 75 m. O altă regiune cu loess din ţara noastră este Dobrogea, mai ales Dobrogea de sud, unde atinge grosimi mai mari şi unde acoperă un paleorelief de vârstă sarmaţiană, eocenă şi cretacică. Loessul din ţara noastră, mai ales cel din sudul Moldovei şi din Bărăgan, nu este tipic eolian. În Cuaternar praful a fost adus atât din regiuni periglaciare din nord, cât şi din regiuni perideşertice din est. Acesta, odată depus, a fost erodat de apele curgătoare şi redepus ca loess secundar (parţial decalcifiat prin spălare) în care sunt intercalaţii de nisipuri şi pietrişuri fluviatile. Aceste depozite loessoide (denumire mai corectă pentru ţara noastră) poartă şi numele de **lehm**, fiind recunoscut în partea superioară a teraselor fluviatile (este un bun material pentru cărămizi). La baza acestor depozite loessoide din terase, datorită spălării carbonaţilor de apele de infiltraţie, aceştia se depun sub formă de concreţiuni de culoare albă, alcătuind aşa-numitele „păpuşi de loess".

Cenuşa vulcanică este depusă în multe zone de pe glob, atât pe uscat, cât şi în domeniul marin. Cantităţi enorme de cenuşă au acoperit uneori localităţi întregi, producând mari pagube umane şi materiale. De exemplu, erupţia Vulcanului Vezuviu în anul 79 a acoperit complet localităţile Pompei şi Herculanum. Mai recent, o serie de localităţi din America de Sud, din Filipine (erupţia Vulcanului Pinatubo, din 1992 şi 1999) au fost de asemenea acoperite parţial sau total de cenuşă vulcanică. Cimentarea

Scanned with OKEN Scanner

cenuşelor vulcanice a dat roci denumite *tufuri vulcanice* sau *cinerite* (roci uşoare, dure, rezistente, utilizate în construcţii). Dacă tufurile conţin şi elemente sedimentare (nisip), atunci ele se numesc *tufite*. Când cenuşile vulcanice sunt răspândite pe o arie mare şi în cantităţi enorme (cazul Vulcanului Krakatoa, 1883, şi Katmai, 1912, care au eliminat 10 km^3 şi respectiv 15 km^3 de cenuşă), ele pot fi utilizate la datarea stratelor ce le conţin (cenuşile vulcanilor amintiţi s-au răspândit pe tot globul). Această metodă de datare se numeşte **tephrocronologie** şi utilizează radioactivitatea eliminată de aceste depozite de cenuşă sincrone. Pe acelaşi principiu, detectându-se cantitatea de elemente radioactive eliberate, s-a putut localiza primul experiment al unei bombe atomice din 16 iulie 1945 în deşertul din New Mexico (USA) şi la fel a fost detectat norul radioactiv, care a acoperit o bună parte din Europa, după explozia centralei nucleare de la Cernobâl (Ucraina) din 26 aprilie 1986.

Scanned with OKEN Scanner

Scanned with OKEN Scanner

Capitolul 11

Acțiunea geodinamică a hidrosferei

Hidrosfera este considerată ca geosfera externă a Pământului. Ea se plasează deasupra scoarței globului terestru, se asociază cu partea superioară a acesteia şi pătrunde în interiorul ei până la 5-9 km.

Apa răspândită pe suprafața Pământului reprezintă un volum total de 1454 x 10^6 km^3, din care 1.370 x 10^6 km^3 constituie rezerva permanentă cuprinsă în bazinele oceanice şi marine. Restul de 84 x 106 km^3 este constituit din vapori de apă prezenți permanent în atmosferă, apele de la suprafața şi din interiorul litosferei, precum şi masa de gheață ce se menține permanent pe continente.

11.1. Circuitul apei în natură

Cantitatea de apă evaporată şi revenită sub formă de ploaie pe suprafața oceanelor este 530 x 10^3 km^3/an, ce constituie 77% din întreaga cantitate de apă evaporată. Restul de 23% revine pe uscat sub formă de ploaie, rouă, grindină, chiciură, brumă şi zăpadă. Precipitațiile căzute pe suprafața Pământului, exprimate în mm coloană de apă pe an, se înscriu în hărți speciale, realizate în curbe de egală valoare a acestora, denumite **isohiete**. Cea mai mare cantitate de precipitații căzute pe glob se înregistrează în regiunea Assam de pe flancul sudic al Masivului Himalaiei. Aici, frecvent musonul indian aduce precipitații de 700-900 mm/an. Întâlnind frontul muntos al Himalaiei, din cauza ridicării vaporilor, a răcirii şi a saturării atmosferei, ploile varsă aici cantități imense de apă ce ajung la 12.000-16.000 mm/an. Traversând Himalaia, atmosfera devine uscată, iar înspre nord, în Podişul Tibetului, ploile ajung de abia la cantități de 70-80 mm/an favorizând un climat semiarid. La noi în țară cele mai abundente precipitații se înregistrează în Masivul Vlădeasa, din Munții Apuseni, având valori de până la 1.600 mm/an, datorită unor curenți umezi dinspre vest, care la contactul cu acest masiv muntos precipită cantități importante de apă. La polul opus, cantitățile minime de precipitații se înregistrează în zonele de câmpie, nedepăşind 300-500 mm/an în Dobrogea.

Din cantitatea de precipitații căzută, o parte se reevaporă, o parte se scurge la suprafața uscatului, iar restul se infiltrează. Se realizează astfel un mare circuit al apei în natură, ce cuprinde apa din precipitații, apa infiltrată,

apa evaporată şi din nou transformată în precipitaţii şi un circuit mic, ce cuprinde precipitaţiile, apa scursă la suprafaţa uscatului, restocată în oceane şi revenită sub formă de vapori în atmosferă de unde, prin precipitaţiile căzute, se închide circuitul (Fig. 123).

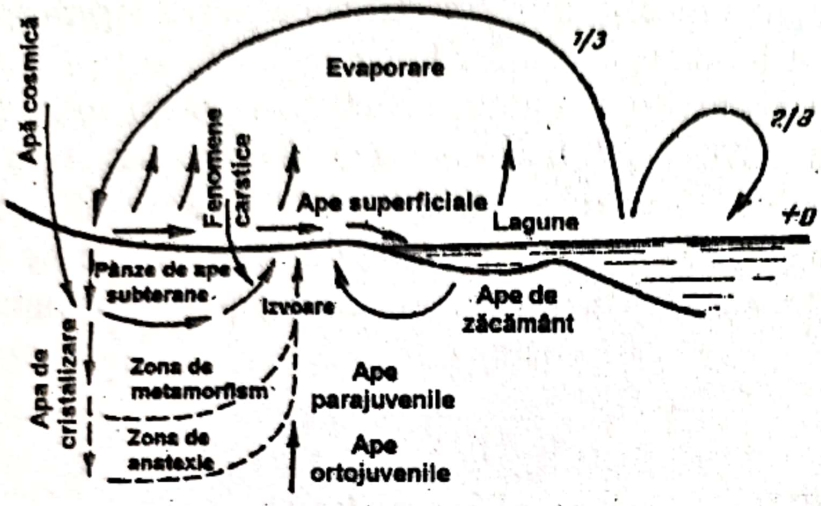


Fig. 123 Schema circuitului apei în natură (după V. Lăzărescu, 1980).

Volumul apelor care se reevaporă creşte în raport cu temperatura şi vegetaţia de pădure şi variază invers proporţional cu ritmul precipitaţiilor (Fig. 124). Scurgerea de la suprafaţă este şi ea proporţională cu panta terenului, caracterul de impermeabilitate al rocilor şi cu ritmul precipitaţiilor (Fig. 124). Apele de infiltraţie sunt cu atât mai abundente cu cât precipitaţiile cad pe suprafeţe orizontale, fără scurgere, iar depozitele de suprafaţă sunt alcătuite din roci permeabile. Apele de infiltraţie se pot acumula sub formă de strate acvifere freatice deasupra primului strat impermeabil, cu suprafaţa piezometrică în apropierea suprafeţei terenului, cu circulaţie verticală, orizontală sau prin capilaritate (Fig. 124). Ele pot reapărea la suprafaţa terenului prin izvoare descendente, datorită eroziunii ce interceptează suprafaţa piezometrică. Stratele acvifere captive sau de adâncime reprezintă acumulările acvifere cuprinse între două strate impermeabile. Ele se alimentează prin infiltraţie pe la capetele stratelor impermeabile sau prin drenanţă verticală şi se descarcă prin izvoare arteziene, ascendente sau descendente. Aşadar, apele infiltrate alcătuiesc pânzele de apă subterană, ce se acumulează şi circulă prin roci permeabile şi revin la suprafaţă prin izvoare, intrând în circuitul natural. Prin capilaritate, pe traseul rădăcinilor plantelor, prin fisuri sau prin eroziune, aceste ape subterane se evaporă şi intră din nou în circuitul natural al apei. O parte din apa de infiltraţie se fixează însă ca apă de cristalizare sau de constituţie a mineralelor ce se hidratează. Odată fixată pe minerale, împreună cu acestea

Scanned with OKEN Scanner

intră în alcătuirea rocilor la care se adaugă şi apa cosmică provenită din constituţia unor minerale hidratate ale meteoriţilor ce au căzut pe Pământ.

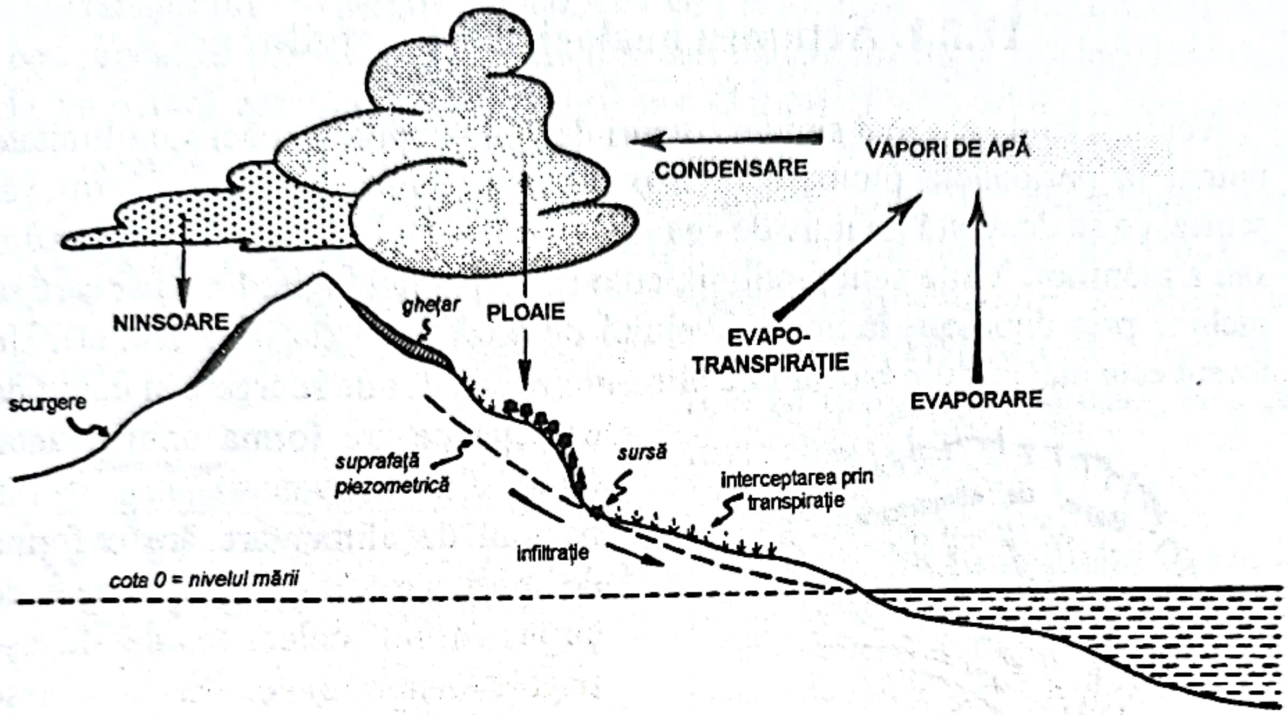


Fig. 124 Circuitul apei în natură (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Împreună cu rocile în constituţia cărora intră, mineralele pot ajunge la adâncimi de 9-12 km, unde intervine metamorfismul sau temperatura ridicată ce face ca apa să iasă din constituţia mineralelor şi să se evapore sau să se descompună. În mare parte, această apă poate ajunge în zona de ultrametamorfism, adică în zona de granitizare prin palingeneză sau anatexie (Fig. 123). Uneori, aceşti vapori de apă pot reveni la suprafaţă sub formă de **apă parajuvenilă**; aceşti vapori cu greu pot fi deosebiţi de vaporii degajaţi din lave sau magme primordiale ce alcătuiesc **apa ortojuvenilă**. Nu trebuie omise **apele veterice** sau **apele de zăcământ** ale petrolului ce provin din lagunele în care s-au depus sedimentele devenite roci mame de petrol. Prin eroziune sau prin exploatare, aceste ape pot reveni în circuitul apelor de suprafaţă sau subterane, alcătuind aşa-numitul **ciclu retrograd** (Fig. 123).

Scanned with OKEN Scanner

11.2. Acţiunea geologică a apelor continentale

11.2.1. Acţiunea geologică a torenţilor

Torenţii sunt cele mai simple cursuri de apă temporare, căci sunt limitate numai la perioadele ploioase dintr-o regiune. Sunt reprezentate prin văi scurte, ce se dezvoltă pe linia de cea mai mare pantă a versanţilor, dealurilor sau a munţilor. Văile sunt rectilinii, cu o mare pantă longitudinală şi care se încheie prin debuşare în zona nivelului de bază local (la baza pantei). Un torent este alcătuit din bazinul de alimentare, canalul de scurgere şi conul de dejecţie ce are forma unui evantai (engl. *fan* = evantai). În general, bazinul de alimentare are o formă de amfiteatru (Fig. 125), apele de şiroire fiind colectate de făgaşe (rigole naturale) ce se adâncesc mult (ravine) şi converg către canalul central de colectare. Canalul de colectare este o vale adâncă şi îngustă, ca un şanţ orientat pe linia de cea mai mare pantă cu un profil transversal în V (secţiunea A – A', Fig. 125).

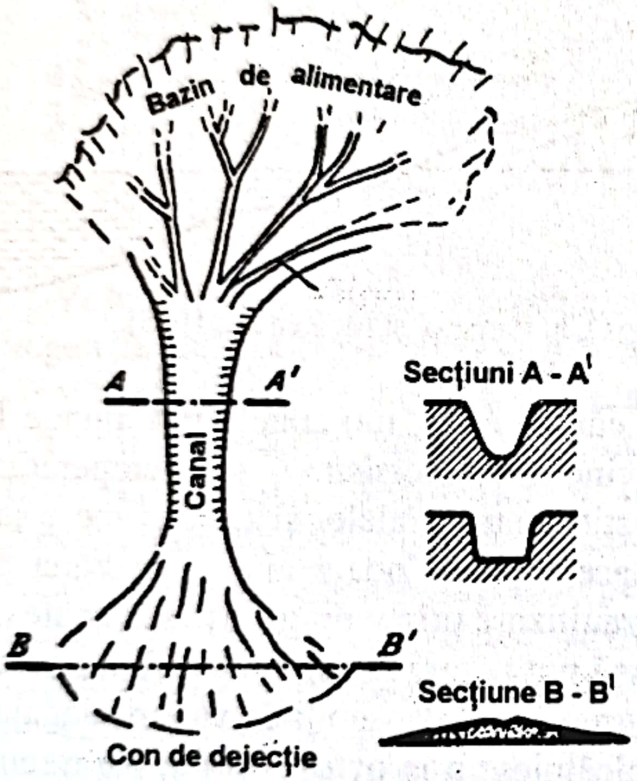


Fig. 125 Elementele unui torent examinate în plan orizontal şi vertical (după V. Lăzărescu, 1980).

Conul de dejecţie, cu formă de evantai, are vârful în gura canalului torentului, în centru şi cu pante radiare (secţiunea B – B', Fig. 125). Eroziunea torentului se manifestă numai în perioada funcţionării lui, dar este foarte energică. Ea depinde de cantitatea de apă provenită din precipitaţii, de ritmul acestora, de gradul de impermeabilitate a rocilor şi de rezistenţa mecanică şi la dizolvare a acestora. Eroziunea începe în bazinul de alimentare a torentului unde este areală şi lineară (pe făgaşe).

Datorită eroziunii, bazinul de sedimentare se dezvoltă regresiv, lărgindu-şi aria repede ca urmare şi a favorizării porniturilor de teren în amonte de

Scanned with OKEN Scanner

acesta. Pe canalul de scurgere domină eroziunea lineară, care adânceşte repede canalul, ferăstruind cu putere tot materialul sedimentar de pe pantă.

Transportul materialului erodat se realizează tot concomitent cu eroziunea. El se manifestă rapid, afectând materialul fin şi grosier, fiind dus la vale fără rotunjire, fără sortare sau clasare. Transportul se realizează datorită valului mare de apă adus din bazinul de alimentare, iar materialul transportat este dus la vale prin rostogolire, saltaţie sau turbulenţă. Fragmentele mari de roci se sparg datorită rostogolirii şi lovirii între ele.

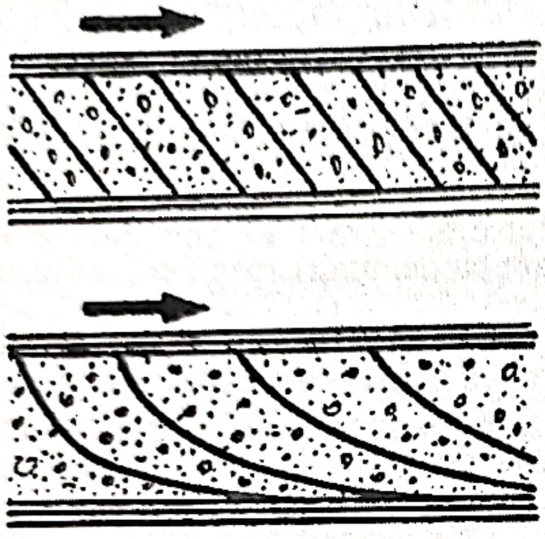


Fig. 126 Stratificaţie încrucişată torenţială (a) în comparaţie cu cea deltaică (b), examinate în secţiune transversală (după V. Lăzărescu, 1980).

Sedimentarea torenţială se realizează în conul de dejecţie, unde se face o oarecare clasare a materialului transportat. Materialul grosier, slab rotunjit sau colţuros se depune primul, la vârful conului şi pe fundul lui, iar materialul mai fin, fiind transportat mai departe, se sedimentează la baza conului. Grosimea sedimentelor este mai mare în centrul conului şi scade lateral (secţiunea B – B^{l}, Fig. 125). În interiorul conului stratificaţia este haotică sau încrucişată tipică (Fig. 126), ce se deosebeşte de stratificaţia deltaică.

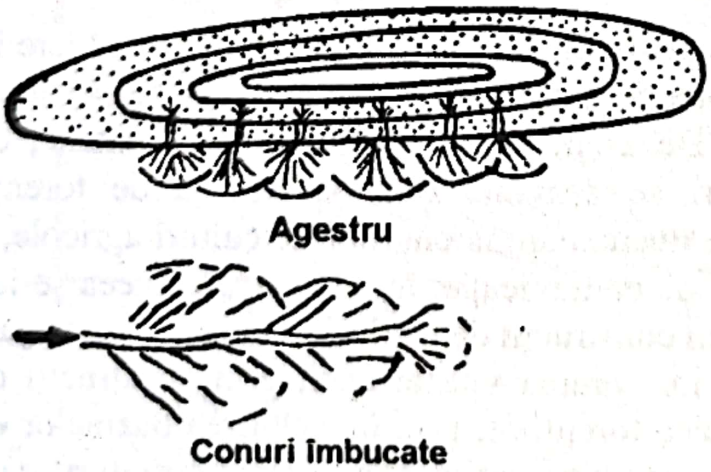


Fig. 127 Schiţele unui agestru (conuri de dejecţie mici, foarte apropiate, parţial suprapuse) şi ale unor conuri îmbucate, examinate în planul orizontal (după V. Lăzărescu, 1980).

Uneori, torenţii cu un debit mai mare îşi continuă canalul de scurgere prin propriul con de dejecţie, formând conuri mai noi, dacă scade nivelul de bază, prin adâncirea pârâului în care debuşează. Iau naştere astfel **conuri**

Scanned with OKEN Scanner

îmbucate. Alteori, când sunt mai mulţi torenţi paraleli pe o pantă, apropiaţi între ei, conurile de dejecţie se apropie mult, se îngemănează, formând o perdea de conuri de dejecţie sau **agestru** (Fig. 127). Când perdelele acestea de conuri de dejecţie se întind pe suprafeţe mari, în zonele de piemont (piciorul pantei), ele alcătuiesc un relief tipic numit **glacis** sau **bajada** (bahada). La baza conurilor de dejecţie şi a glacisurilor, datorită permeabilităţii rocilor, de cele mai multe ori se acumulează pânze de apă freatică, dar cu un debit mic, temporare şi care nu pot constitui surse de alimentare cu apă pe o perioadă mai lungă. În legătură cu eroziunea, transportul şi sedimentarea de pe pantă, în care un rol important îl joacă şi torenţii, apar o serie de depozite sedimentare cu denumiri specifice, utilizate adesea în geologie, inginerie geologică, geomorfologie, agrotehnică, îmbunătăţiri funciare etc.

Aceste denumiri caracteristice sunt :

Deluviu = materialul detritic, transportat de apele de şiroire sau căzut gravitaţional pe pante şi depus în conurile de dejecţie mici.

Proluviu = materialul sedimentar detritic, friabil, depus sub formă de conuri de dejecţie la baza pantelor, alcătuind glacisurile sau piemonturile.

Coluviu = materialul detritic rezultat din dezagregarea rocilor sub acţiunea agenţilor fizici şi transportat la distanţă mică mai ales prin eroziunea areală (spălare). Acest material se găseşte la baza pantelor şi de cele mai multe ori acoperă conurile de dejecţie.

Eluviu = materialul sedimentar rămas în urma dezagregării rocilor pe platouri, pe terase şi netransportat pe pantă prin transport areal sau prin şiroire.

În România, sunt torenţi în special în zona subcarpatică, cu precădere în faţa Carpaţilor Orientali din zona de curbură, unde se asociază cu pornituri şi alunecări de teren intense. De asemenea, în toate zonele montane, cu pante abrupte sau în podişuri se dezvoltă o reţea extinsă de torenţi. Eroziunea torenţială este foarte dăunătoare terenurilor de culturi agricole, a terenurilor împădurite, a căilor de comunicaţie, în general. De aceea se iau măsuri de stopare a acestora prin construcţii de garduri transversale protejate în spate cu bolovăniş, pentru micşorarea vitezei apei; prin construcţii de ziduri de piatră ca baraje în calea torenţilor; prin împădurirea bazinelor de alimentare pentru oprirea evoluţiei lor regresive şi atenuarea pornirilor de teren.

Scanned with OKEN Scanner

11.2.2. Acţiunea geologică a râurilor

Râurile sau cursurile de apă permanente exercită o acţiune geologică complexă de eroziune, transport şi sedimentare. La un râu se deosebesc trei porţiuni distincte, prin predominarea celor trei componente principale ale acţiunii geodinamice ale acestuia.

Cursul superior se manifestă printr-o eroziune şi un transport foarte activ, cu o vale în formă de „V" în profil transversal şi o pantă longitudinală mare. Este caracteristic zonelor montane.

Cursul mediu se manifestă printr-o eroziune mai atenuată, cu o dominanţă a transportului, cu o vale mai largă şi un profil transversal în „U" şi cu forme incipiente de sedimentare. Este caracteristic zonelor de dealuri.

Cursul inferior se manifestă printr-un transport mult redus, o sedimentare foarte intensă şi o eroziune existentă accidental (la viituri). Valea râului este largă, viteza de curgere a apei este mică, cu o albie minoră îngustă şi o albie majoră mult mai largă. Apa râului face eforturi să străbată prin propriile sedimente, de aceea cursul râului (albia minoră) formează meandre divagante, ce migrează la fiecare viitură în spaţiul albiei majore.

Dacă se examinează evoluţia în timp a unui râu, se pot deosebi trei etape importante: una de tinereţe, una de maturitate şi în final una de bătrâneţe (Fig. 128). Care sunt caracteristicile acestor etape ?

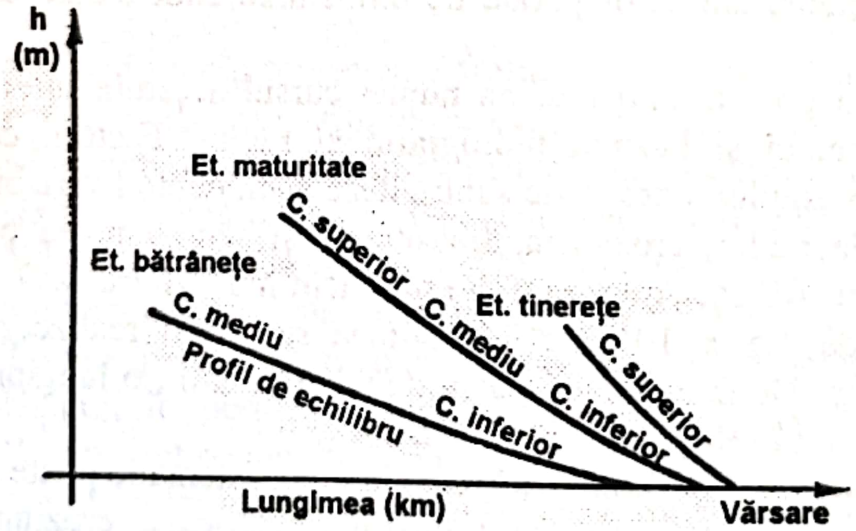


Fig. 128 Profilele longitudinale ale râurilor tinere, mature şi bătrâne (după V. Lăzărescu, 1980).

Etapa de tinereţe se manifestă printr-un parcurs scurt al râului, având valea în întregime în formă de „V", deci caracteristică cursului superior al unui râu matur, la care eroziunea şi transportul sunt foarte active.

Etapa de maturitate reprezintă etapa cu dezvoltarea completă a tuturor segmentelor unui râu: cursul superior, cursul mediu şi cursul inferior. În

Scanned with OKEN Scanner

acest caz, sectorul cu eroziune puternică rămâne numai în cursul superior, în cursul mediu eroziunea se estompează în favoarea dezvoltării transportului, iar în cursul inferior sedimentarea domină celelalte două acţiuni geodinamice ale râului.

Etapa de îmbătrânire se realizează când cursul râului se apropie de profilul de echilibru, cu o pantă generală mică a râului, atunci când, pe profilul longitudinal de formă hiperbolică, energia cinetică de curgere a apei este foarte apropiată de energia frecării de fund. Ca o consecinţă, eroziunea este aproape stinsă, transportul sedimentar este redus la minimum, iar sedimentarea puternică face ca râul să se îngroape în propriile sedimente. Astfel, cursul inferior este foarte meandrat, divagant şi avansează spre amonte înlocuind cursul mediu şi superior. Se ajunge în unele cazuri la etapa de senilitate, când prin bararea cu sedimente a vărsării râului se ridică nivelul de bază sau când se produce o coborâre a zonei de obârşie a râului. În acest caz nu se mai poate urmări un curs regulat de apă, ci zone mlăştinoase, în care apa se deplasează foarte lent sau stagnează, favorizând depunerea sedimentelor care se înmlăştinesc. Un exemplu des utilizat este Râul Couto din Cuba care se varsă în Golful Guanacaiabo. La noi în ţară putem da ca exemplu cursurile unor râuri din Câmpia Română, precum Călmăţuiul în est şi Desnăţuiul în vest, dar şi unele lacuri din lunca Dunării, ca Potelu, Nedeia şi altele, ale căror pâraie de alimentare sunt barate de aluviunile Dunării.

În cazul evoluţiei în timp a unui râu, nu numai cursul acestuia suferă modificări geodinamice, ci şi bazinul hidrografic al râului. Factorii ce contribuie la evoluţia bazinului hidrografic sunt: viteza apei, debitul variabil pe diferite porţiuni ale râului, eroziunea, transportul şi sedimentarea pe parcursul întregului râu. Astăzi, Amazonul are un bazin hidrografic de 7 x 10^6 km^2, iar Volga de 1,5 x 10^6 km^2. Lungimea record o realizează Misissippi, de 6.670 km. Dunărea are un bazin de 900.000 km^2, o lungime de 2.900 km şi cu un debit în România de 8.500 m^3/sec.

Râurile au o putere de eroziune complexă, care în mod sistematic poate fi definită prin trei componente principale : eroziune verticală, eroziune laterală şi eroziune regresivă.

Eroziunea verticală se datorează unor factori bine cunoscuţi şi foarte activi: viteza, debitul (influenţat în mare măsură de precipitaţii şi panta profilului longitudinal), debitul scurgerii pe pantă, rezistenţa la frecare şi dizolvare a rocilor. Aceşti ultimi factori responsabili ai eroziunii verticale au o contribuţie foarte mare la adâncirea cursului de apă, la realizarea unui

Scanned with OKEN Scanner

profil în „V" a cursului superior şi în tendinţa râului de apropiere de profilul de echilibru. În aceste cazuri, are loc naşterea unor profile transversale sub formă de defilee, în roci insolubile, ca în cazul unor granite sau gneise sau chiar roci sedimentare dispuse în bancuri groase (de exemplu, defileele Dunării şi ale Oltului). Alteori iau naştere văi în chei (în franceză şi engleză *gorge* = pas, trecătoare), frecvente în regiuni cu roci calcaroase, cu dizolvări puternice care creează pereţi verticali şi în surplombă (de exemplu, Cheile Bicazului şi Cheile Turzii, săpate în calcare masive şi calcare recifale). În alte cazuri, fenomenul eroziunii verticale se manifestă pe un interval geologic îndelungat, luând naştere în acest caz canioane (Foto 10), mai ales în cazul când stratele sunt dispuse orizontal. Văile în acest caz sunt foarte adânci şi au pereţii dispuşi în trepte, fiecare treaptă fiind corespunzătoare grosimii unui strat. Aşa este, de exemplu, canionul râului Colorado din Statele Unite ale Americii (Fig. 129).

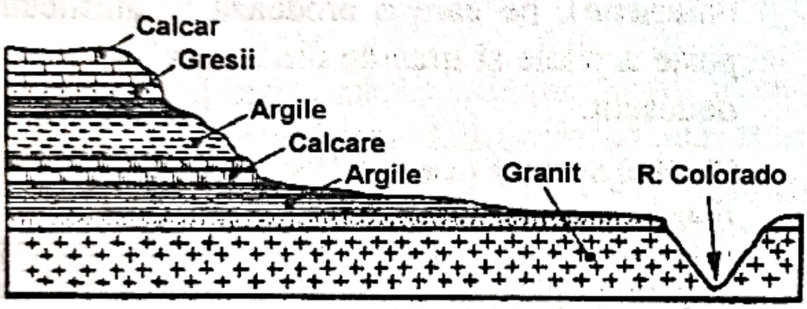


Fig. 129 Secţiune transversală schematică prin Marele Canion Colorado (după Darton, în A. Holmes, 1965) indicând tipurile de roci ce au dat pante diferite versantului acestui tip de vale (fide V. Lăzărescu, 1980).

Când un râu traversează formaţiuni geologice cu litologie şi rezistenţe la eroziune diferite, ritmul eroziunii verticale se diferenţiază mult, văile adâncindu-se puternic în rocile moi. Se nasc astfel repezişuri (fr., *rapides*) şi săritori de apă (de exemplu : regiunea Schaffhausen pe Rhin sau cataractele Nilului, înainte de construirea barajului pe granitele de Assuan). În România asemenea fenomene au existat pe Valea Uzului, la ieşirea din gresia de Tarcău şi intrarea în marne senoniene în apropiere de localitatea Poiana Uzului, în perioada când barajul pentru hidrocentrală nu era construit. Fenomenul se manifestă în multe alte locuri la dimensiuni diferite. În unele cazuri, intervenţia omului printr-o exploatare intensivă a pietrişurilor şi nisipurilor pentru balast, de pe cursul unui râu, poate duce la coborârea nivelului de bază local a acestuia, provocând activarea în amonte a eroziunii verticale.

Ca o consecinţă dăunătoare, apare imediat tendinţa de dezvelire a fundaţiilor unor picioare de poduri sau a altor construcţii hidrotehnice, periclitând stabilitatea acestora. În acest caz, pentru protejarea acestor tipuri de fundaţii în aval, se fac ziduri sau garduri transversale, întărite în amonte

Scanned with OKEN Scanner

cu bolovăniş care vor ridica nivelul de bază local al râului şi vor produce o acţiune de sedimentare în jurul fundaţiilor dezgolite, prin micşorarea vitezei apei şi implicit a eroziunii. În aval de aceste ziduri, apa prin cădere va produce cascade. Cascadele vor apărea de fiecare dată în aval de săritori sau repezişuri, prin căderi importante de apă de pe o rocă rezistentă pe una mai slabă. În zona căderii, se produce o groapă datorită eroziunii verticale puternice sau o „căldare a giganţilor" (în engl. *pothole*) în interiorul căreia se găsesc elemente psefitice mari, perfect rotunjite datorită rulării intense, ele neputând scăpa în aval din această groapă. De exemplu, în România sunt Cascadele Duruitoarea din Masivul Ceahlău, Urlătoarea din Munţii Bucegi etc. Cazul clasic îl constituie Cascada Niagara (de pe Râul Niagara) dintre Lacurile Erie şi Ontorio (Fig. 130). În acest caz apa sare de pe placa rezistentă a calcarelor de Onondaga (siluriene), pe care o erodează în amfiteatru, peste argilele şi gresiile din seria de Salina de dedesubt.

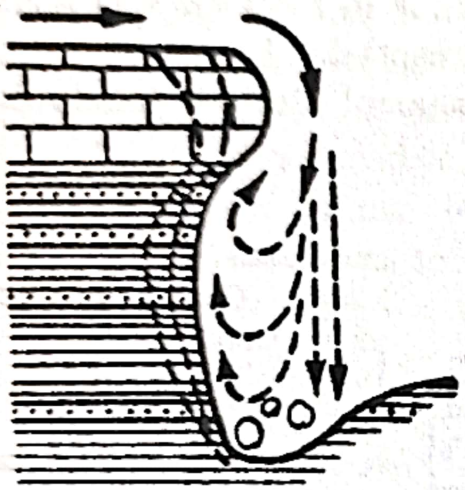


Fig. 130 Secţiune transversală schematică prin Cascada Niagara. La partea superioară, calcarele de Onondaga şi dedesubt seria de Salina cu argile şi intercalaţii subţiri de gresii (după V. Lăzărescu, 1980).

Căderea apei se realizează de la o înălţime de 48-51 m (48 m înălţime şi 917 m lăţime în zona americană şi 51 m înălţime şi 323 m lăţime în zona canadiană) producând în argilele şi gresiile mai moi din bază o groapă adâncă, în care apa se învârte ca un vârtej. Eroziunea verticală provoacă anual o retragere a plăcii de calcar cu 1,3 m. Asemenea situaţii se produc şi în alte cazuri, cum sunt cascadele imense Iguazu din Brazilia, cu o cădere a apei de 80 m de pe o placă de bazalte şi cu o lăţime de 2.700 m, şi Victoria, de pe râul Zambezi, unde apa curge tot pe o placă de bazalte având o cădere de 120 m şi o lăţime de 1800 m.

Eroziunea regresivă se realizează la obârşia văii şi rezultă din combinarea eroziunii verticale a cursului de apă şi a eroziunii laterale. Ca rezultat al eroziunii regresive este captarea naturală a unui râu de către alt râu. Un exemplu de captare regresivă din ţara noastră este râul Zăbala care a captat o parte a râului Putna (Munţii Vrancei), într-o zonă alcătuită din depozite marnoase-gipsifere de vârstă miocenă (Fig. 131). Un alt exemplu din România este Întorsătura Buzăului, o zonă tipică de captare a unui curs

Scanned with OKEN Scanner

care izvora de sub Tabla Buţii şi curgea spre Olt, dar a fost captat de Buzău şi întors pe direcţia de curgere a acestuia, având o putere mai mare de eroziune datorită nivelului de bază mai coborât. Captări interesante sunt numeroase pe glob. Aşa de exemplu, în Franţa, Râul Meurthe a captat Mosella, în Birmania Fluviul Irrawaddi a captat prin intermediul unui afluent parte din apele Râului Sittang în apropiere de Mandalay, sau în România, captarea cursului inferior al Râului Putna de către Râul Zăbala (Fig. 131).

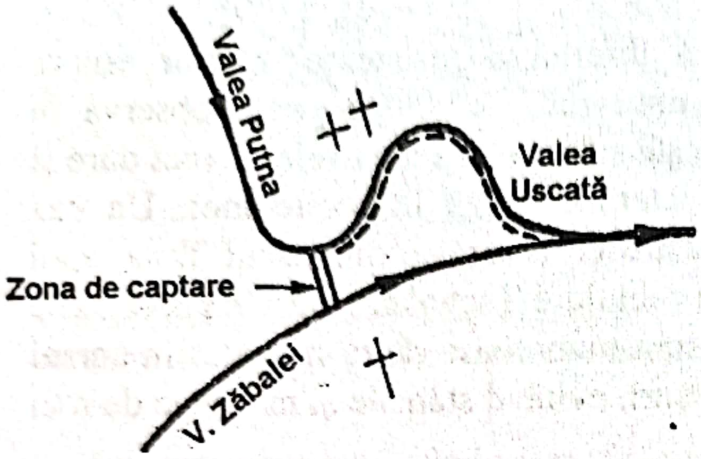


Fig. 131 Cazul captării cursului extrem inferior al Putnei din Vrancea de către Zăbala în dreptul unor formaţiuni gipsifere cutate (axele cutelor indicate pe schiţă) (după V. Lăzărescu, 1980).

În general regula de captare presupune avansarea în amonte a unui râu, datorită diferenţei mari dintre altitudinea zonei izvoarelor şi altitudinea nivelului de bază. Astfel râul cu energie mai mare de eroziune, deci cu diferenţă de nivel mai mare, captează un alt râu, întorcându-l pe traseul său de curgere prin retezarea practic a unei părţi a văii acestui râu, care rămâne uscată (Fig. 132). În realizarea unor captări artificiale poate interveni cu succes omul. Astfel se cunoaşte cazul captării unei părţi a apelor Donului şi a fluviilor ce merg spre Oceanul Îngheţat de Nord (ex. Pecioara). Aceasta a fost canalizată spre Volga, pentru a creşte debitul acestui fluviu în vederea utilizării hidrocentralelelor de pe traseu şi pentru a menţine mai ridicat nivelul Mării Caspice faţă de nivelul Mării Negre, ce are tendinţa de scădere în ultimii ani cu 26-29 m.

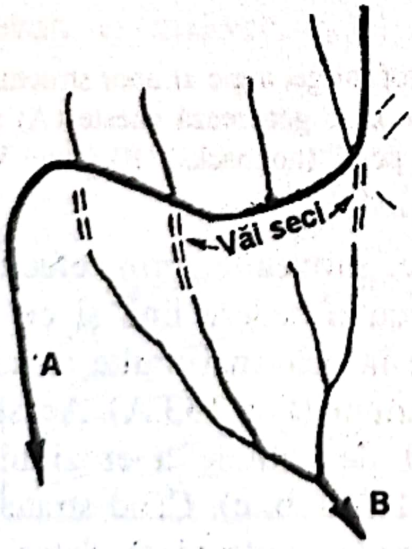


Fig. 132 Schiţa unui bazin hidrografic „retezat" şi a unor văi seci ce indică o captare de către cursul A a unor afluenţi din bazinul râului B (după V. Lăzărescu, 1980).

Eroziunea laterală

Eroziunea laterală a unui curs de apă are o valoare importantă pentru evoluţia în timp a cursului de apă respectiv. Ea depinde de mai mulţi factori, între care cei mai importanţi şi mai activi sunt următorii :

Scanned with OKEN Scanner

1. Diferenţa de rezistenţă a rocilor de pe parcursul văii râului.
2. Înclinările diferite ale cuverturii sedimentare a rocilor.
3. Tendinţele regionale sau locale de subsidenţă, care au o acţiune activă în evoluţia eroziunii laterale.
4. Cauze generale ale mişcării Pământului.

1. Dacă ne referim la influenţa diferită a rezistenţei rocilor asupra procesului de eroziune laterală a unui râu, atunci se poate observa în numeroase cazuri că apa râului ocoleşte stâncile sau masivele de roci dure şi insolubile şi dezvoltă o eroziune laterală activă în rocile moi. Un caz caracteristic îl constituie Nilul Albastru ce izvorăşte din Lacul Tana, apoi ocoleşte în cerc masivul alcătuit din roci dure Tschoke, pentru ca apoi să se îndrepte spre Nord. La noi în ţară sunt numeroase râuri, mai ales în cursul superior, care execută astfel de ocolişuri, evitând stâncile şi masivele de roci dure.

2. Dacă abordăm cel de-al doilea factor ce influenţează eroziunea laterală, respectiv înclinările depozitelor cuverturii sedimentare, putem constata următoarele: stratele monoclinale, cu o pantă de până la 15°, favorizează dezvoltarea unui relief de cueste.

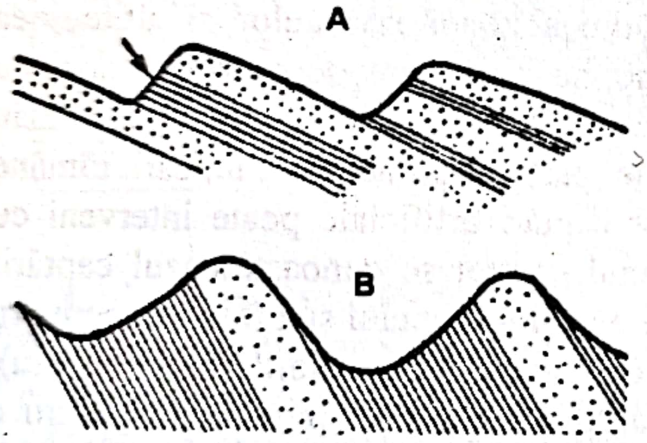


Fig. 133 Profilul geologic al unor structuri monoclinale care generează cueste (A) şi „spinări de porc" (hogbacks) (B) (după V. Lăzărescu, 1980).

Cuestele reprezintă nişte dealuri asimetrice provenite prin efectul eroziunii, ce au un versant abrupt, iar celălalt cu o cădere lină şi cu o extindere mai mare a suprafeţei structurale, care în cele mai multe cazuri corespunde cu suprafaţa unui strat rezistent la eroziune (Fig. 133 A). Aceste dealuri au trei stadii de evoluţie, după gradul de acţiune a eroziunii, respectiv stadiul tânăr, matur şi îmbătrânit (Fig. 134 a, b, c). Când stratele sunt puternic înclinate, cuestele sunt mai puternic evidente şi datorită alterării rocilor moi şi dure cu o înclinare aproape de verticală. Este cazul aşa-ziselor „spinări de porc" sau *hogback-uri* (Fig. 133 B). Monoclinele şi alternanţa rocilor moi cu cele dure stabilesc şi o ierarhie a cursurilor râurilor

Scanned with OKEN Scanner

ce străbat astfel de zone (Fig. 135). Astfel, văile râurilor se pot separa în următoarele tipuri :

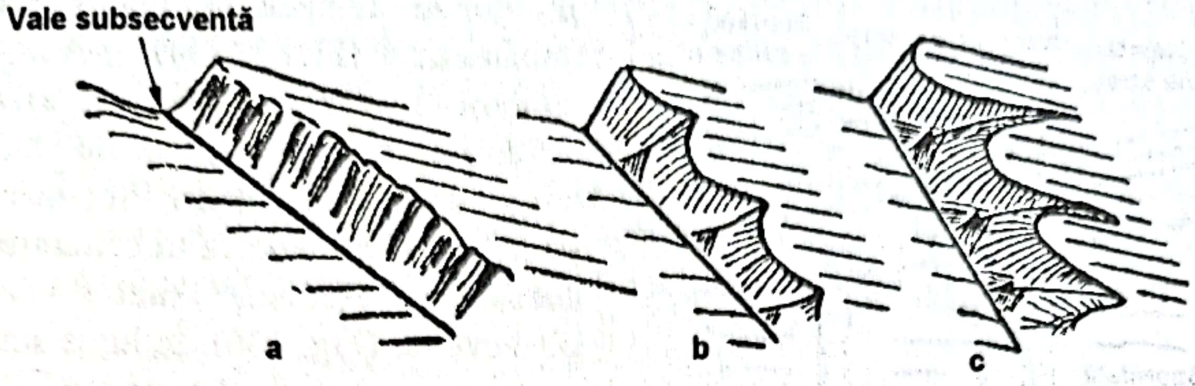


Fig. 134 Trei stadii de evoluţie a cuestelor (a – tinere ; b – mature ; c – îmbătrânite) prin dezvoltarea afluenţilor văilor subsecvente dinspre capetele de strat (după V. Lăzărescu, 1980).

Văi consecvente - când valea râului este paralelă cu înclinarea generală a stratelor şi care colectează de obicei văile subsecvente. Profilul transversal este simetric, ambele maluri având aceeaşi constituţie geologică.

Văi subsecvente - care curg paralel cu direcţia stratelor şi erodează mai mult malul abrupt, dezgolind capetele de strate, celălalt mal fiind lin, reprezentând faţa structurală ce nu este supusă eroziunii laterale.

Aceste văi pot primi ca afluenţi alte văi mai mici de pe feţele structurale, **văi resecvente** ce sunt nişte cursuri de apă consecvente, dar mult mai evoluate (mai vechi).

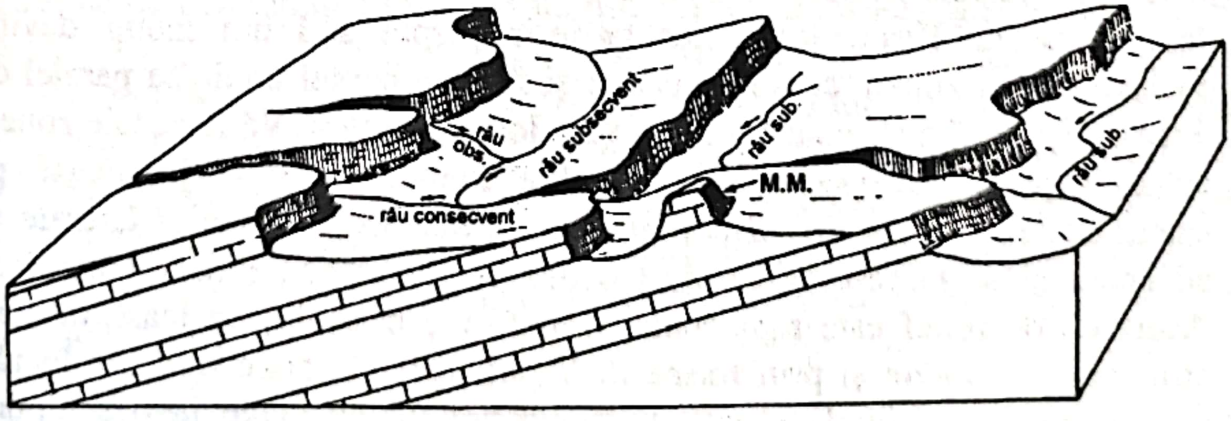


Fig. 135 Ierarhia unei reţea hidrografice într-o structură monoclinală. Stratele rezistente (calcare, gresii) întăresc cuestele precedente prin movile martor. Râul consecvent este corespondentul râurilor de cueste. Râurile subsecvente sunt paralele cu cuestele şi curg la piciorul lor. Râul obsecvent drenează frontul cuestei spre amonte de reversul său. M.M.- movilă martor (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Scanned with OKEN Scanner

O vale subsecventă poate primi afluenţi sau torenţi şi de pe malul abrupt, dar numai când acesta este evoluat şi ajunge la stadiul matur sau îmbătrânit (Fig. 134). Aceşti afluenţi mici pot evolua regresiv, devenind cursuri permanente care curg în sensul opus înclinării stratelor şi care duc la îmbătrânirea cuestelor. Acestea sunt văile **obsecvente** (Fig. 136). În lume sunt numeroase exemple de astfel de văi, însă noi prezenta un exemplu din România.

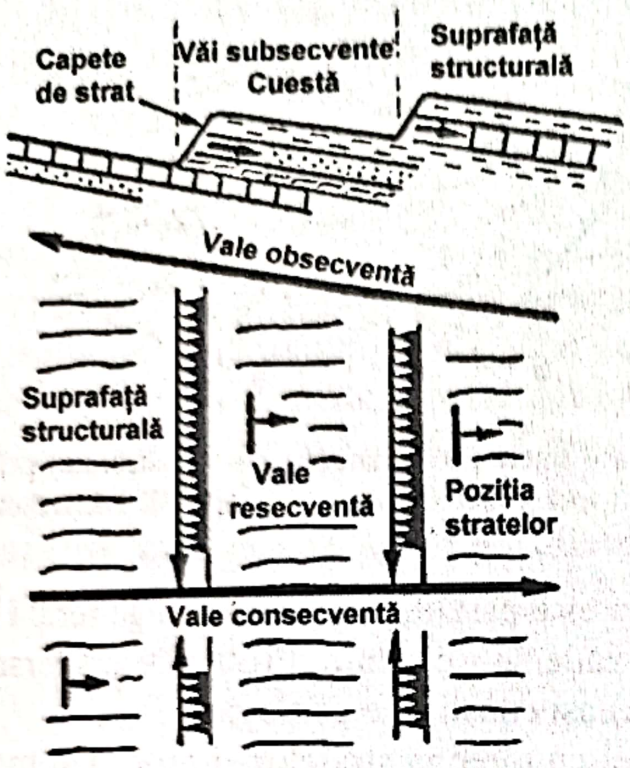


Fig. 136 Reprezentarea schematică a cursurilor de apă subsecvente şi resecvente, legate de structuri geologice monoclinale (după V. Lăzărescu, 1980).

Un caz tipic de vale subsecventă este cea a Bahluiului ce urmăreşte cuesta depozitelor sarmaţiene, faţa structurală fiind dată de calcarul oolitic de Repedea ce este mai rezistent. Prutul, ce colectează Râul Bahlui şi Râul Jijia, are un curs consecvent. Există situaţii când unele râuri mari pot avea caractere diferite în lungul văilor lor. Exemplu este Râul Olt, care este subsecvent la vest de oraşul Făgăraş, devine obsecvent înainte de intrarea în defileul de la Turnu Roşu, iar la ieşirea spre sud din munţi devine consecvent. În zonele cu strate cutate şi faliate, cursul unui râu paralel cu direcţia generală a structurii oferă o **vale longitudinală**. Văile ce taie zonele cutate sunt **transversale**. Uneori, văile longitudinale se instalează pe sinclinale, iar prin acţiunea combinată a eroziunii verticale şi laterale se adâncesc şi se lărgesc favorizând o dezvoltare a unui relief concordant. Acest tip de relief este reprezentat prin forme morfologice joase în zone structurale coborâte şi prin forme de relief înalte în zone ridicate. În alte cazuri, eroziunea fiind activă pe zonele anticlinale, duce la o sculptare adâncă a reliefului în zonele acestea structurale ridicate, ceea ce constituie o inversiune de relief. Un exemplu tipic îl reprezintă Masivul Bucegi, unde relieful înalt este cantonat în zone sinclinale, dar cu roci dure (conglomerate), iar relieful coborât este dezvoltat în zonele anticlinale, dar

Scanned with OKEN Scanner

cu roci moi (Munţii Baiului) (Fig. 137). Inversiunea de relief este mare, de cca 1.500 m, între platoul Bucegilor şi Valea Prahovei.

Uneori văile transversale au versanţi simetric înclinaţi. Aceste văi pot proveni din evoluţia torenţilor, deci pot fi văi noi, sau pot fi văi vechi, denumite **văi antecedente** la care eroziunile verticală şi laterală au fost conforme cu ultimele faze de ridicare a munţilor. Se pune astfel problema dacă Defileul Dunării de la Cazane este o vale nouă sau o vale antecedentă în care curgea un râu spre Marea Neagră care, prin eroziune regresivă foarte activă, a captat un alt râu ce curgea spre lacul Pannonic cu un nivel mai ridicat.

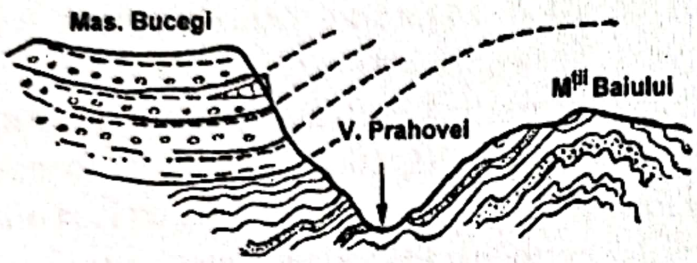


Fig. 137 Secţiune geologică schematică în regiunea Munţilor Bucegi – Valea Prahovei – Munţii Baiului, indicând o inversiune importantă de relief (după V. Lăzărescu, 1980).

3. Subsidenţa fundamentului, care este însoţită de o sedimentare activă în regim continental, poate crea râurilor o posibilitate de eroziune activă a unui mal faţă de celălalt. O zonă clasică de subsidenţă este zona cursului inferior al Siretului din Câmpia Română de Est, cu o alcătuire geologică reprezentată din depozite sarmaţiene şi pliocene dispuse în faţa curburii Carpaţilor Orientali. Formaţiunile geologice neogene sunt acoperite cu o cuvertură groasă de loess, ce poate ajunge la 75 m. În zona divagantă a râurilor s-au depus sedimente groase de nisipuri şi pietrişuri. Această subsidenţă determină curbarea spre est, începând cu Argeş şi până la Siret. În zonele cele mai active ale subsidenţei, râurile îşi părăsesc traseul lor spre sud, divaghează erodând malul stâng şi-şi dezvoltă terasele numai pe malul drept (de exemplu, Ialomiţa, Teleajănul, Buzăul ; Fig. 138).

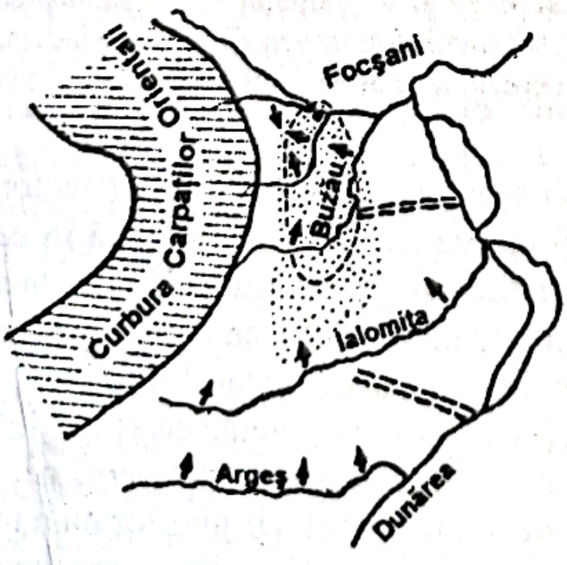


Fig. 138 Schiţa depresiunii cuaternare din faţa curburii Carpaţilor Orientali, sugerată de eroziunea laterală asimetrică (săgeţi) şi văile părăsite (linii duble întrerupte) de afluenţii Dunării (după V. Lăzărescu, 1980).

Scanned with OKEN Scanner

4. Existenţa rotaţiei Pământului duce la apariţia acceleraţiei Coriolis, ale cărei efecte determină şi deviaţia râurilor cu o accentuare a eroziunii pe unul din maluri. O problemă diferită de cauzele menţionate mai sus este eroziunea laterală de **supraimpunere** (în engl. *superimposed streems*) sau **epigeneza** (în franc. *épigènese des vallées*) văilor. Sunt unele râuri cu traseu rectiliniu ce trec prin roci moi şi roci dure fără să le ocolească. Explicaţia este că traseul acestor râuri a fost fixat pe linia de cea mai mare pantă, când eroziunea era mai puţin avansată, iar apa curgea prin roci sedimentare omogene.

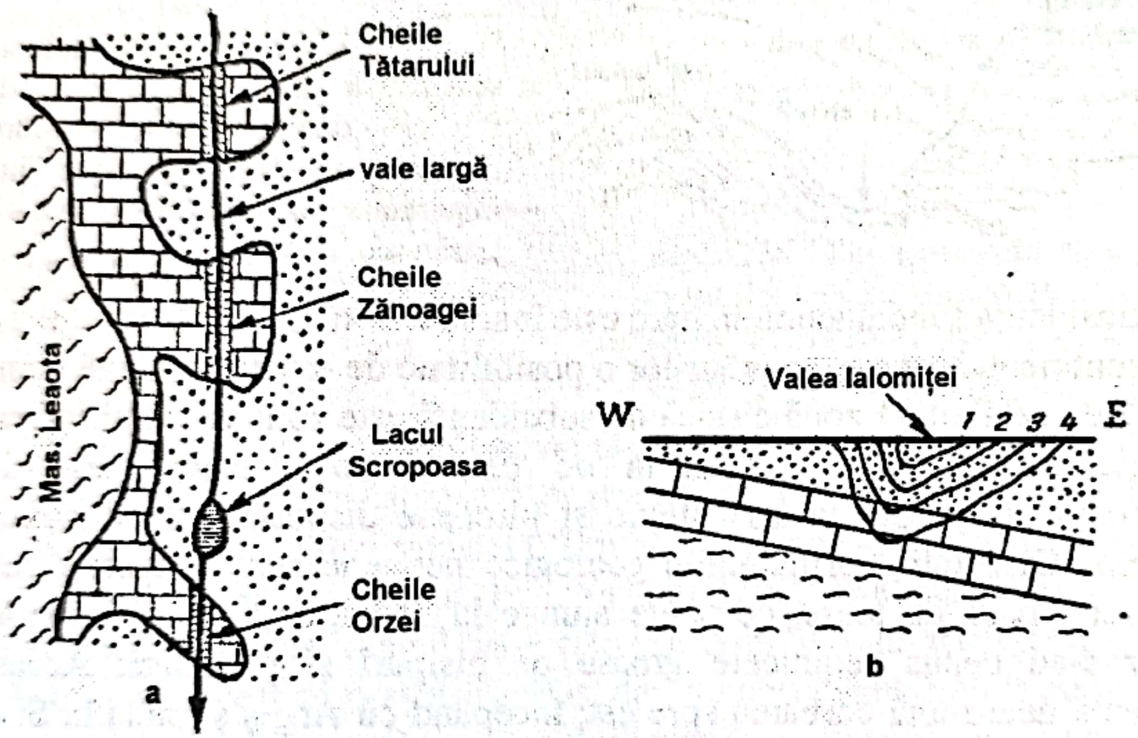


Fig. 139 Schiţa geologică (a) a regiunii cursului superior al V. Ialomiţei în care se ilustrează procesul de supraimpunere a văii. Secţiunea schematică transversală (b) cu indicarea etapelor de dezvoltare succesivă (1, 2, 3, 4) prin eroziune, a acestei văi (după G. Murgeanu 1960, fide V. Lăzărescu, 1980).

După adâncirea văii, eroziunea a atins un fundament cu relief tectonic sau sculptural îngropat, alcătuit din roci cu rezistenţă diferită, etapă în care eroziunea laterală nu a mai putut schimba traseul, care a rămas în continuare rectiliniu. Ca exemplu, avem cursul superior al Ialomiţei ce curge spre sud, formând chei prin calcare jurasice superioare (Cheile Tătarului, Zănoagei, Orzei), alteori formând văi largi ce traversează gresii cretacice (Fig. 139). Traseul văii în acest caz s-a supus fenomenului de supraimpunere, cursul râului fiind impus rocilor acoperitoare (gresii cretacice), iar ulterior nu a mai putut să-şi schimbe traseul în rocile de adâncime prin care curge acum (calcare jurasice).

Scanned with OKEN Scanner

Transportul fluviatil

O a doua funcţie importantă a râului, după eroziune, este transportul. Această funcţie a unui râu se realizează în raport de mărimea şi forma fragmentelor de roci. Astfel, materialul transportat se poate face prin târâre, rostogolire, saltaţie (mecanică sau coloidală) şi prin dizolvare (transport chimic). Transportul mecanic în general este denumit **rulare**, întrucât elemente de roci transportate se rotunjesc şi îşi reduc dimensiunile. Fragmentele rulate tind către o formă sferică, dacă provin din roci dure, masive, sau se transformă în „galeţi" (*psefite* plate cu muchii rotunjite) dacă provin din roci şistoase sau stratificate. Uneori, se formează psefite cu aspect cilindroid (în engl. *rod-like pebbles*) când elementele rulate provin din roci cu structură nematoblastică, cum ar fi amfibolitele.

Rotunjimea, ca element important al gradului de rulare, se poate exprima calitativ printr-o serie de termeni, cum ar fi: angular (colţuros), subangular, slab rotunjit, foarte bine rotunjit. Rotunjimea (r) poate fi exprimată şi cantitativ prin metoda Wenthworth, fiind egală cu suma razelor de curbură (ρ) ale colţurilor din secţiunea maximă a elementului, raportată la numărul colţurilor (n) şi raza cercului înscris (R) :

$$r = \frac{\sum_1^n \rho k}{n \cdot R}$$

Rotunjimea poate fi cuantificată şi prin alte metode. Pe cursul unui râu, se poate stabili direcţia locală a transportului materialului sedimentar după o serie de indicaţii. Astfel, pe baza studiilor de morfometrie se întocmesc hărţi denumite **isoplethe** ce exprimă prin curbe de egală valoare dimensiunea, sfericitatea, rotunjimea, disimetria, care vor indica şi direcţia generală de transport, către zone cu dimensiuni mai mici şi rotunjimi mai mari. Apoi galeţii se dispun imbricat, unii peste alţii, cu înclinări către amontele văii. Viteza mare de transport din centrul văii minore poate duce la săparea de canale ce sunt îngropate în depozitele grosiere, ce pot fi conservate şi care indică sensul deplasării. Direcţia de deplasare poate fi indicată, de asemenea, prin sensul de înclinare a stratificaţiei deltaice. În cazul râurilor meandrate, direcţiile locale de deplasare se modifică de la un punct la altul; astfel stabilirea unei direcţii regionale de transport nu poate fi făcută uzând de argumentele citate mai sus.

Scanned with OKEN Scanner

Transportul în deltă, ce deversează sedimentele în mare, are o particularitate aparte. Depozitele fluviatile sunt aduse de râu până la fruntea deltei unde acţiunea apei creşte brusc prin trecerea în zona cu apă adâncă, în timp ce viteza de transport scade foarte repede, ceea ce duce la depunerea în masă a sedimentelor (Fig. 140).

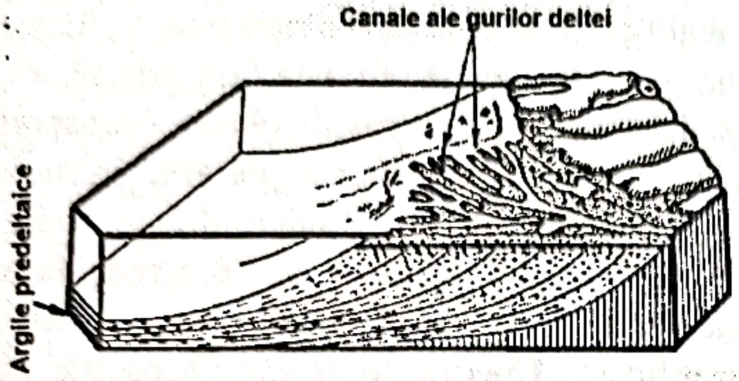


Fig. 140 Reprezentarea schematică a unei delte într-un bloc-diagramă (după V. Lăzărescu, 1980).

Puţinul material fin este transportat şi depus în zona predeltaică (argile predeltaice), în fruntea deltei sub forma unui strat subţire pe patul ei orizontal (în engl. *topset* = zona de creştet a unui strat) sau sub forma unui strat gros pe panta frontală a deltei (în engl. *foreset* = zona frontală a stratului) şi din nou subţire şi cu depozite foarte fine pe fundul aproape orizontal din faţa deltei (în engl. *bottom set* = zona de fund a stratului ce reprezintă argile predeltaice) (Fig. 141). Această sedimentare diferenţiată se caracterizează morfologic prin strate înclinate, cu stratificaţie încrucişată, retezate în partea superioară şi racordate asimptotic la partea inferioară cu o normală stratificaţie majoră.

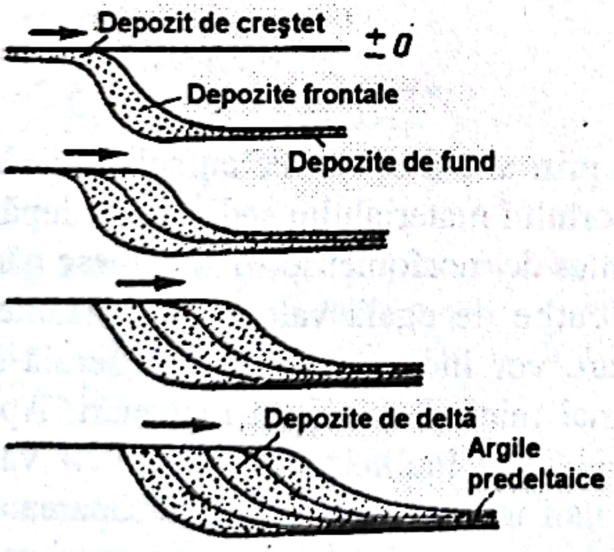


Fig. 141 Constituţia, modul de avansare şi formarea stratificaţiei încrucişate a depozitelor de deltă (după V. Lăzărescu, 1980).

Sedimentarea fluviatilă contribuie la acumulări de bolovăniş şi pietriş în zonele superioare ale văilor, apoi prundiş şi nisip în zonele dinspre aval. Nisipurile fluviatile prezintă un interes economic deosebit, dar ele se caracterizează prin granule cu aspect colţuros, grosiere, cu stratificaţie încrucişată de tip torenţial (strate diagonale retezate la ambele capete) sau de tip deltaic, cu variaţii rapide de grosime, uneori lenticulare şi cu rare fosile

Scanned with OKEN Scanner

(în mod excepţional, în nisipurile pliocene de la Mânzaţi, a fost găsit de Gr. Ştefănescu un exemplar de *Deinotherium gigantissimum*, iar din nisipurile chersoniene din Dealul Păun – Iaşi, Macarovici descrie o faună cu *Aceratherium incissivum, Hipparion sebastopolitanum, Ictitherium hipparionum*).

Unele nisipuri sunt pure, cuarţoase, folosite în industria sticlei (Miorcani, Scăeni) sau pentru fabricarea cărămizilor acide utilizate în siderurgie. Sunt cunoscute nisipurile metalifere cu concentrare în aur, platină, magnetit, casiterit. Aceste nisipuri poartă denumirea de **placersuri**, deoarece alcătuiesc zăcăminte de tip **placers**. Alte nisipuri conţin pietre preţioase şi semipreţioase ca diamante, rubine, spineli, corindon, granaţi etc. Aceste nisipuri se numesc **gemmifere** (gemma = piatră scumpă). Nisipuri aurifere se găsesc în Australia, Alaska, Brazilia iar în România se găsesc pe Valea Arieşului, Valea Nerei, Valea lui Stan. Nisipuri platinifere au fost întâlnite mai ales în Munţii Urali. Aceste nisipuri bogate în metale nobile conţin uneori **pepite** (span. *pepita* = păpuşă), ce sunt bucăţi mari de metal erodate din zăcăminte primare. Nisipuri cu magnetit alcătuiesc plaja (nisipuri negre) de la Burgaz, iar în România nisipuri cu oxizi de fier sunt menţionate în Munţii Drocei. Nisipuri stanifere se întâlnesc în Peninsula Malacca şi Insulele Bangka şi Billiton. Nisipuri gemmifere (cu diamante) sunt cunoscute în regiunea Matto Grosso din Brazilia iar nisipuri cu rubine în Ceylon (Sri Lanka). În România, au fost citate nisipuri cu spineli (duritate 8) la Pianul de Sus (jud. Alba).

Un tip de sedimentare interesant îl prezintă **sedimentarea deltaică.** Deltele sunt formaţiuni sedimentare ce iau naştere la deversarea fluviilor sau a râurilor în mările fără flux şi reflux, unde depunerile aluvionare nu sunt spălate, iar mişcările de subsidenţă influenţează pozitiv sedimentarea (Fig. 142). Depozitele tipice din delte sunt nisipurile fine (siltitice = aleuritice) şi nămolurile ce au o stratificaţie încrucişată tipică (Fig. 141). Cazuri tipice de delte sunt la vărsarea fluviilor Nil (în Marea Mediterană), Dunăre (în Marea Neagră), Volga (în Marea Caspică), Mississippi (în Golful Mexic). Delte iau naştere şi la vărsarea râurilor în lacuri, care au acelaşi aspect morfologic ca şi deltele formate la vărsarea unui râu în mare, dimensiunile sunt însă diferite (de exemplu, delta Râului Aa ce se varsă în Lacul Zürich din Elveţia (Fig. 143).

Scanned with OKEN Scanner

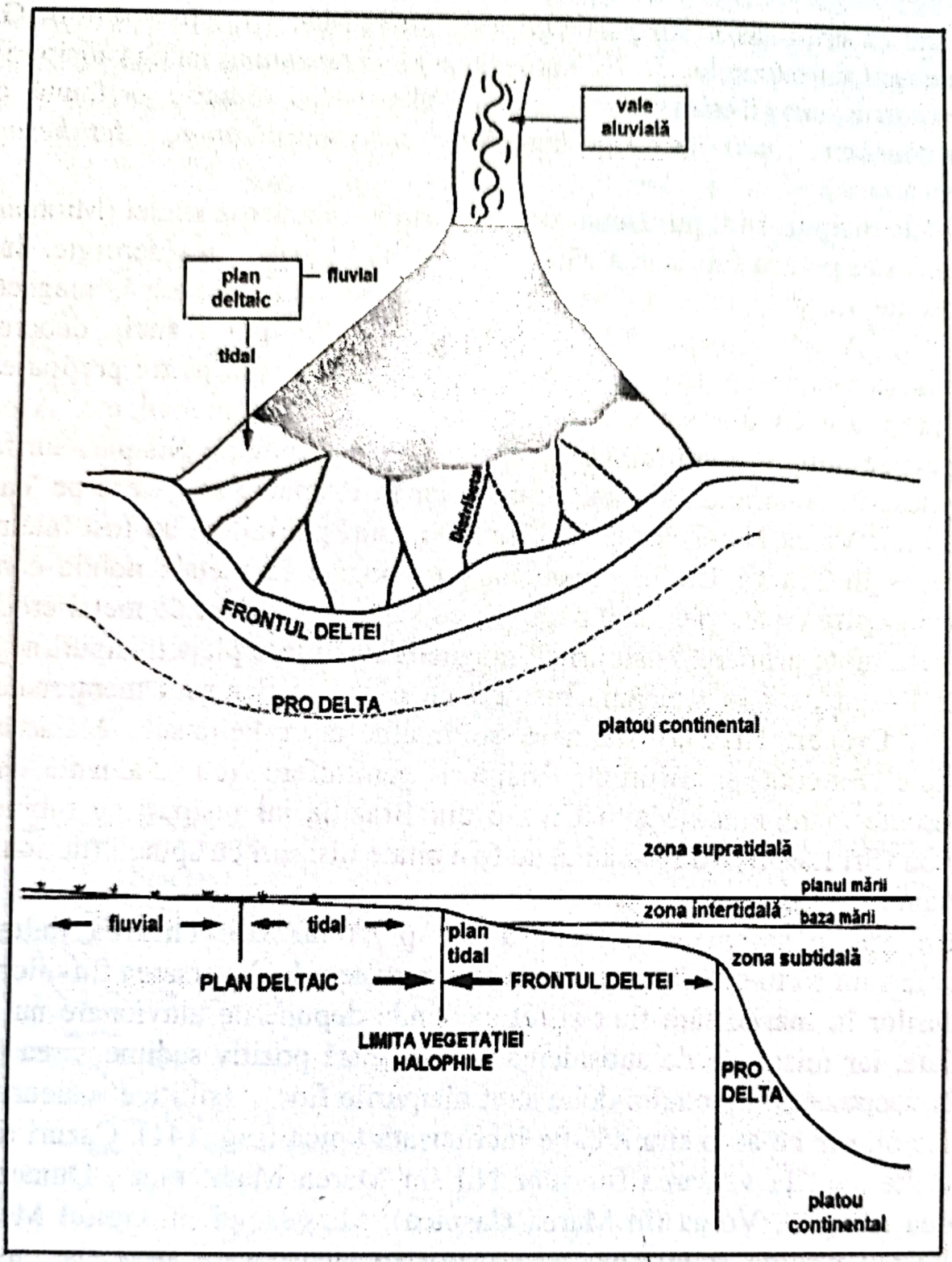


Fig. 142 Schema morfologică a unei delte (modificată, după Wright, 1975, fide Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

În unele delte, depozitele aluvionare avansează rapid în mare (zeci de metri pe an) care pot alcătui chiar delte secundare (Delta Dunării cu delta secundară a Chiliei). Într-o deltă sunt cordoane sau grinduri fluviatile (paralele cu braţele fluviului) şi grinduri sau cordoane marine (perpendiculare pe direcţia braţelor fluviului). Aşa sunt, de exemplu,

Scanned with OKEN Scanner

grindurile Caraorman şi Letea din Delta Dunării (Fig. 144). În faţa deltelor se depun o serie de cordoane litorale rezultate din aluviunile fluviilor care uneori alcătuiesc insule (insula Sachalin, în dreptul braţului Sf. Gheorghe al Deltei Dunării) (Fig. 145). Alteori cordoanele litorale pot închide lagune, transformându-le în lacuri prin separare de mare (Lacul Razelm, Lacul Sinoe). În interiorul deltelor există formaţiuni de plaur, adevărate „insule plutitoare" alcătuite dintr-o ţesătură de plante de apă, amestecată cu sol, care pot evolua către argile aluvionare.

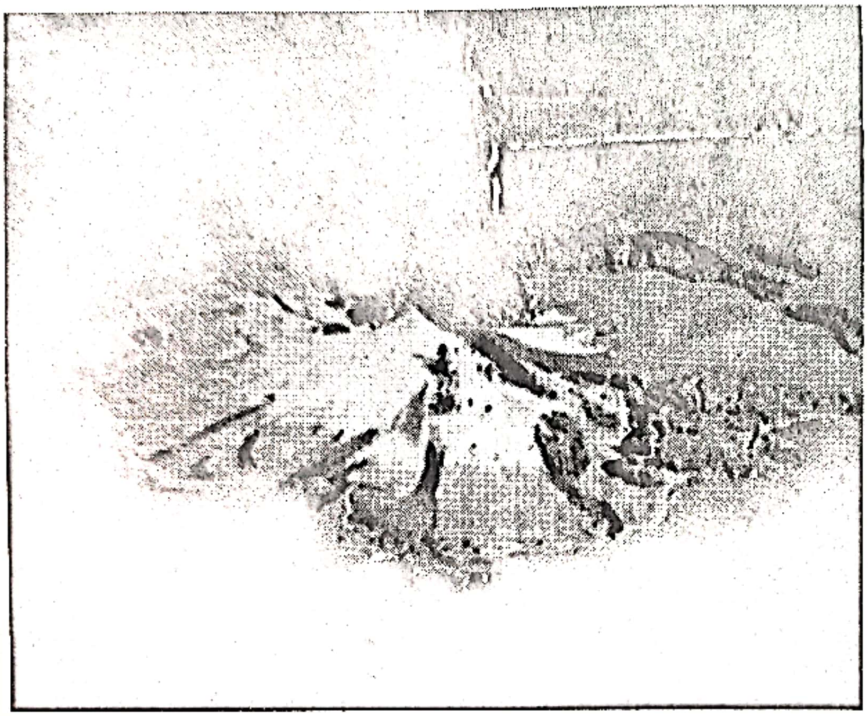


Fig. 143 Delta **Aa** de la **Wagital**. În partea superioară a lacului Zurich ea se întinde în formă de degete de evantai (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Cicluri de eroziune. După îmbătrânire râurile pot reîntineri fie prin coborârea nivelului de bază, fie prin ridicarea zonei izvoarelor. Acest fapt duce la creşterea diferenţei dintre cota izvoarelor şi cota de vărsare a râurilor, ceea ce duce la reactivarea eroziunii şi deci la reîntinerirea râurilor. Fenomenul de reîntinerire se poate repeta de mai multe ori în viaţa unui râu, generând astfel mai multe cicluri de eroziune. Fiecare ciclu de eroziune se caracterizează printr-o etapă de tinereţe, una de maturitate şi una de bătrâneţe. Efectele reîntineririi unui râu sunt următoarele :

- Tendinţa de îndreptare sau de rectificare a cursurilor de apă meandrate prin tăierea istmurilor dintre meandre, prin lăsarea de braţe moarte (foste meandre), denumite şi „belciuge" ce închid în interior zone joase asemănătoare crovurilor (Fig. 146). Aceste meandre părăsite (belciuge), reactivate la viituri când râul iese din matcă, poartă în diferite zone ale ţării diverse denumiri. De exemplu, pe cursul inferior al Buzăului, unde valea este divagantă, meandrele părăsite se numesc **buzoiele**.

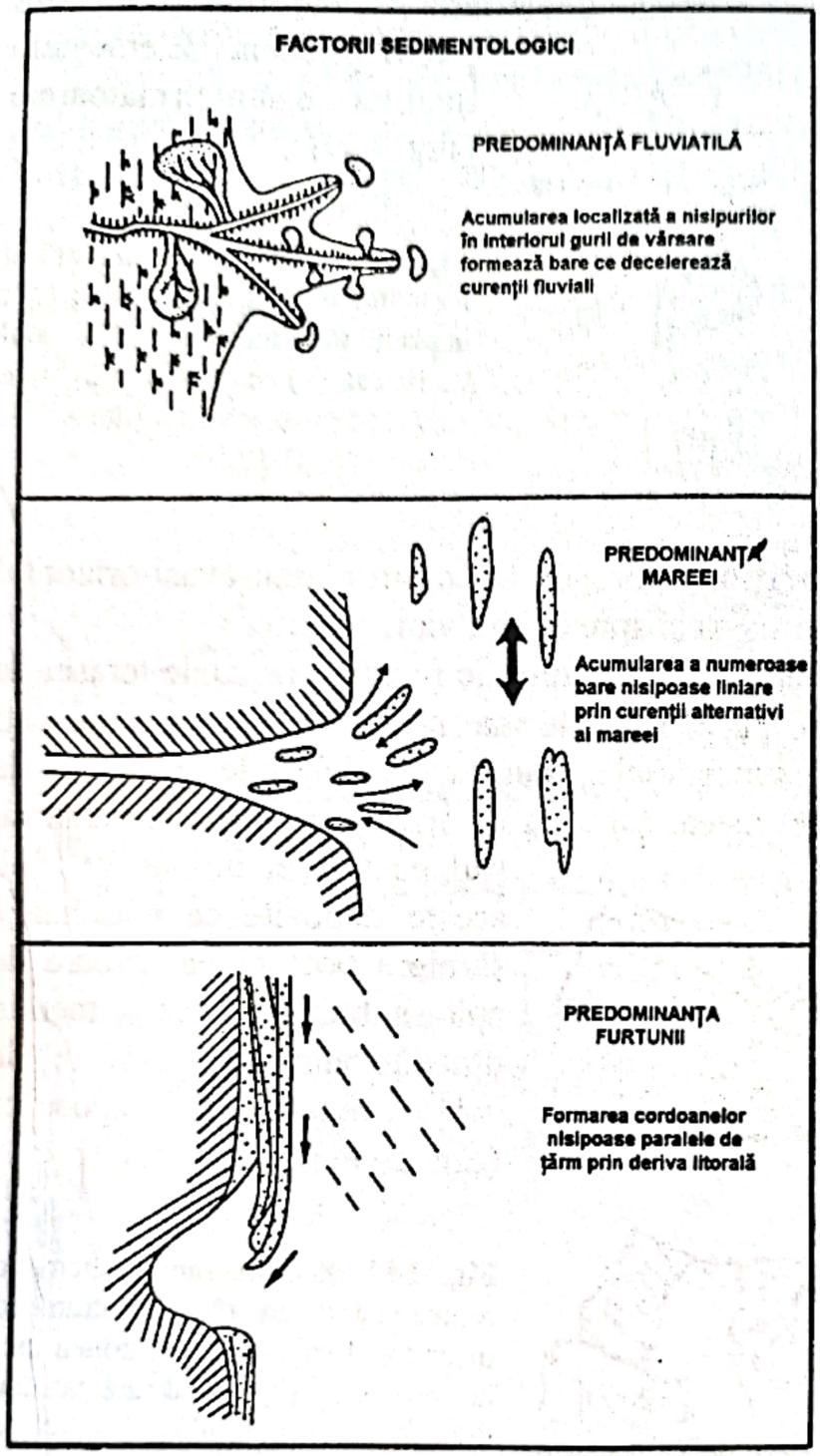
- Formarea de „meandre încastrate", datorită eroziunii verticale ce depăşeşte pe cea laterală şi care duce la adâncirea rapidă a văii râului ce nu

Scanned with OKEN Scanner

mai are timp să se rectifice, iar apa urmează cursul meandrat al râului, dar adânc sculptat în rocile de bază. Un exemplu este Valea Lăpuşului în zona de la marginea cristalinului Munţilor Preluca, sau San Juan River (Utah) (Foto 19).

Fig. 144. Harta sedimentologică a Deltei Dunării cu două detalieri pe braţul Sf. Gheoeghe, prima (B) în zona mai veche (4-5.000 ani) a deltei ce arată butări ale fluviului la fiecare circa 7 km de frontul Dobrogei de Nord, cu meandre având lungime de undă de 10-14 km şi o curbură largă, iar a doua (A) într-o zonă mai nouă (2.000 ani) cu meandre mai mici (lungime de undă de până la 4 km) şi strânse până la limita „critică", apreciată când raportul dintre raza de curbură a meandrei şi lăţimea canalului scade la 2 (simplificare după N. Panin, 1976). Săgeţile indică direcţiile de creştere a sedimentelor pe malul convex al meandrelor, dispuse ortogonal pe mici coame longitudinale (engl. *scrall*) marcate de linii întrerupte ce reflectă numărul stadiilor de dezvoltare a meandrelor (fide V. Lăzărescu, 1980).

Scanned with OKEN Scanner



– Formarea teraselor ca rezultat al reactivării eroziunii într-o zonă îmbătrânită a râului (Fig. 147). Datorită eroziunii, râul începe să sape în propriile sedimente şi să-şi creeze o nouă vale mai adâncă în propria albie majoră iniţială. Prin adâncire, sedimentele vechi din albia majoră sunt lăsate pe o treaptă mai înaltă, care se numeşte **terasă**. În majoritatea cazurilor, terasele apar simetric de o parte şi de alta a noii văi minore a râului, dar pot fi cazuri când terasele sunt asimetrice, ele fiind dezvoltate numai pe o latură a albiei minore.

Fig. 145 Acţiunea principalelor mecanisme hidrodinamice de coastă şi morfologia rezultată a deltelor (după Allen şi Mercier, 1987, modificată de Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Dacă se repetă mai multe cicluri de eroziune, se pot forma mai multe rânduri de terase. Terasa cea mai de jos, adică cea mai tânără, se numeşte şi **terasă de luncă**, deoarece ea se dezvoltă în albia majoră sau în lunca râului. Numerotarea teraselor se face însă începând cu cea de sus, cea mai veche şi continuând până la cea mai nouă (Fig. 148).

Terasa de luncă este uneori inundată datorită creşterii excepţionale a nivelului apelor râului, mai ales în timpul viiturilor de primăvară. În general,

Scanned with OKEN Scanner

terasele au vârsta cuaternară, exceptând unele terase înalte, mai vechi, care pot fi pliocene. Elementele unei terase sunt următoarele (Fig. 149) :

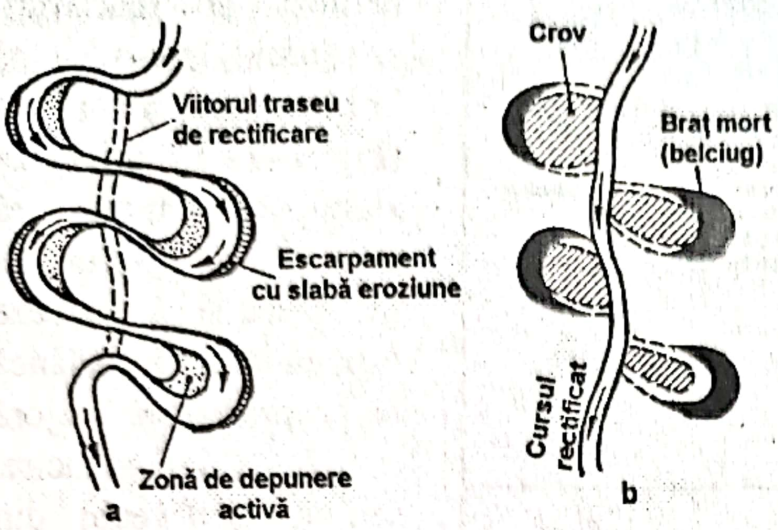
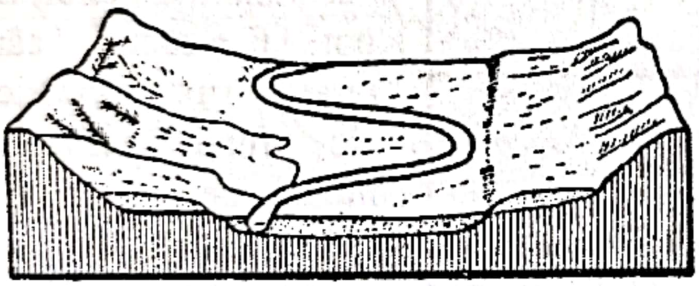


Fig. 146 Curs de apă îmbătrânit formând meandre divagante (a); acelaşi râu întinerit cu traseul rectificat (b) şi asociat cu braţe moarte şi crovuri (după V. Lăzărescu, 1980).

- **Podul terasei** este o porţiune plată de teren, un platou cvasi-orizontal sau slab înclinat spre albia minoră şi spre avalul văii.

- **Ţâţâna** sau **şarniera** terasei sau ruptura de pantă din spatele terasei de unde pot să apară rocile de bază. De cele mai multe ori, şarniera poate fi mascată de alte depozite superficiale, cum ar fi deluviile, conurile de dejecţie sau porniturile. De aceea, şarniera de multe ori este racordată cu fruntea terasei următoare. Sub aceste depozite ce maschează şarniera pot apărea izvoare de apă subterană, care menţin umedă zona şi sunt „trădate" de o vegetaţie specifică (*Equisetum*).



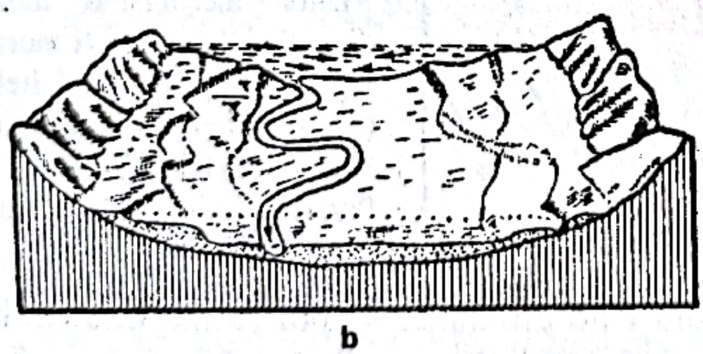


Fig. 147 Bloc-diagrame schematice reprezentând un râu îmbătrânit cu meandre divagante în al doilea ciclu de eroziune (a), când are formată doar o terasă, şi în al treilea ciclu de eroziune (b), după formarea a două nivele de terase (după V. Lăzărescu, 1980).

- **Fruntea terasei** este porţiunea de teren abrupt dinspre râu care continuă cu şarniera.

- **Talpa terasei** este alcătuită din pietrişuri, alteori din nisipuri sau argile. Aceste argile creează un pat impermeabil la baza terasei. Depozitele de terasă sunt dispuse discordant peste roca de bază, uneori cu şanţuri acoperite

Scanned with OKEN Scanner

de pietrişuri, ce reprezintă vechi canale de curgere a apei. Când procesul de eroziune, prin reîntinerire, se produce pe o vale matură, dar neîmbătrânită, se formează **terasele de eroziune**, ce sunt lipsite de depozite sau cu sedimente foarte subţiri (de exemplu, cursul superior al văii Doftanei, valea Posadei la Posada, valea Someşului la Căpâlna).

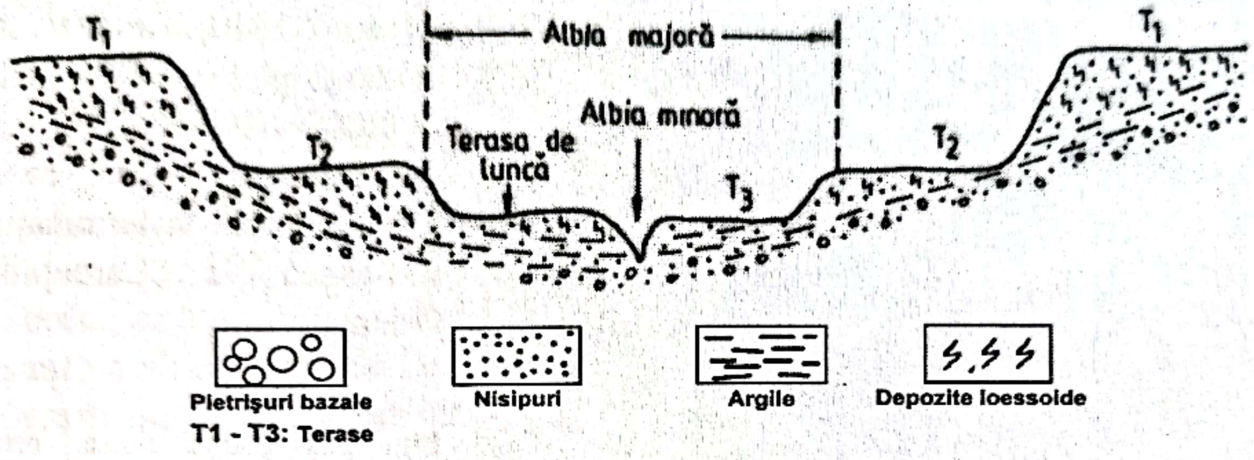


Fig. 148 Secţiune printr-o albie majoră a unui râu

Platforme de eroziune. Platformele de eroziune iau naştere în regiunile puternic erodate, cu văi îmbătrânite ce se transformă în **peneplene** (aproape câmpii), cu suprafeţe ce pot fi netezite prin eroziune, dar şi de depunerile de loess ce îngroapă formele negative de teren (Fig. 150).

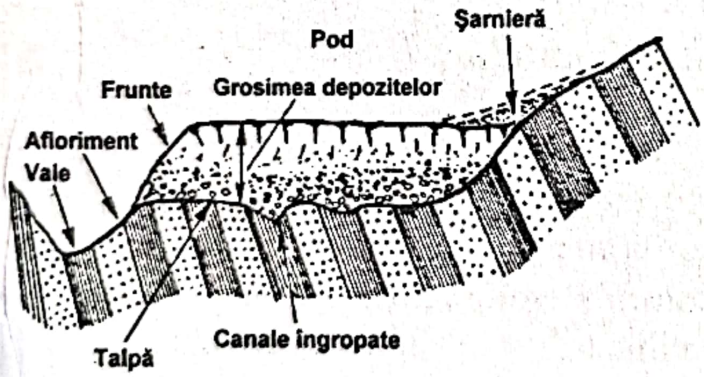


Fig. 149 Secţiune transversală schematică printr-o terasă cu indicarea elementelor ei principale (după V. Lăzărescu, 1980).

Prin ridicarea tectonică a regiunii peneplenizate, văile se adâncesc, fragmentând regiunea în bucăţi (fragmente) din platforma de eroziune, care rămân numai pe înălţimi.

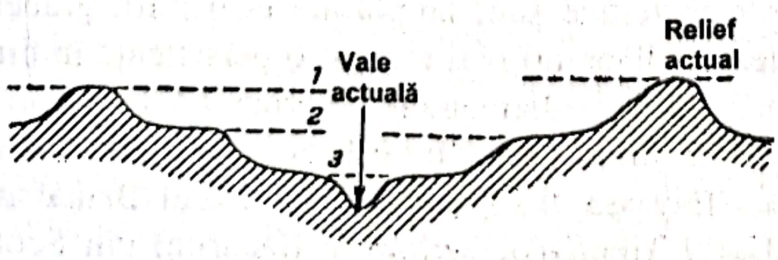


Fig. 150 Profil schematic al unei zone muntoase cu trei nivele de platforme de eroziune (1, 2, 3) succesiv mai noi şi cu nivel mai coborât (după V. L ăzărescu, 1980).

Aşa este, de exemplu, regiunea Price (Utah, SUA) (Fig. 151). În ţara noastră, în Carpaţii Meridionali şi în Munţii Apuseni, Emmanuel de Martonne a identificat trei nivele de platforme de eroziune denumite Borăscu (la 2.000-2.400 m din care face parte Muntele Retezat, peneplenă probabil produsă în Cretacicul final), Râul Şes (la 1.400-1.600 m, probabil de vârstă paleogenă) şi Goroviţa (700-800 m, de vârstă Neogenă). Ulterior (George Vâlsan, 1940), a pus în evidenţă platforma Predeal, la 1.000-1.100 m înălţime, de vârstă Pleistocenă, ce a fost localizată la terminaţia sud-estică a Carpaţilor Orientali.

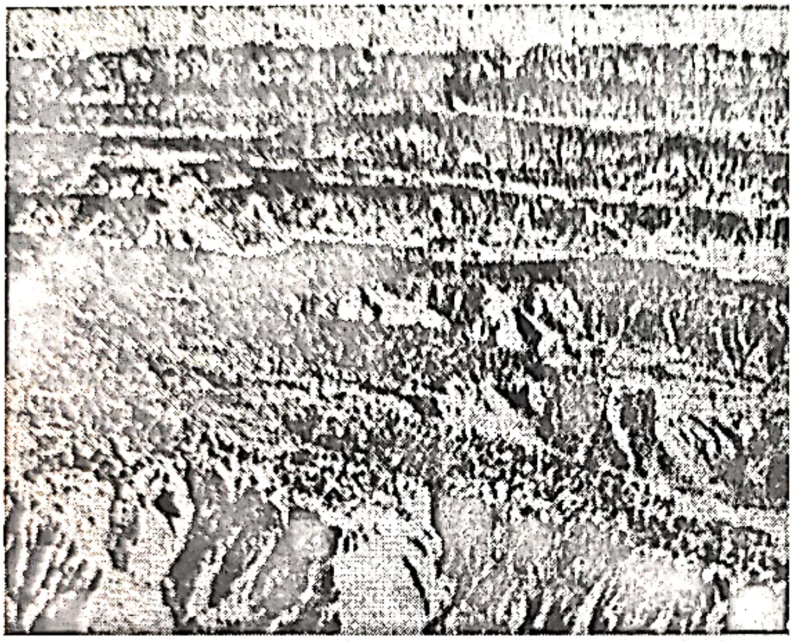


Fig. 151 Platou ridicat prin mişcări tectonice şi sculptat de văi în reg. Price (Utah-SUA). Foto după Chicago Aerial Surv. (în W. A. Thornburry, 1962, fide V. Lăzărescu, 1980).

11.2.3. Acţiunea geologică a lacurilor

Ştiinţa ce se ocupă cu studiul complex al lacurilor poartă denumirea de **limnologie**. Lacurile prezintă o serie de particularităţi distincte privind acţiunea geologică deoarece este influenţată de o serie de factori precum: caracterul stătător al apei, adâncimea şi volumul de apă în general reduse, influenţa importantă a variaţiilor climatice.

După origine, lacurile prezintă următoarele tipuri :

11.2.3.1. Lacuri de depresiune

Lacuri tectonice. Lacurile tectonice sunt amplasate pe rifturi, grabene sau sineclize. Ele au extinderi şi adâncimi mai mari şi o persistenţă în timp mai lungă. De aceea, ele prezintă toate elementele de eroziune, transport şi sedimentare asemănătoare domeniului marin. Între lacurile tectonice citäm pe cele din Africa Orientală (Nyassa, Tanganica), apoi Lacul Baikal din Siberia, Marea Moartă şi Lacul Tiberiada, loch-urile (lacurile) din Scoţia (Loch Ness) sau vechile lacuri oligocene din regiunile Alsacia şi Limagne. Aceste lacuri din regiunile faliate sunt foarte adânci. Lacul Baikal, de

Scanned with OKEN Scanner

exemplu, are 1.600 m adâncime, fiind cel mai adânc de pe glob. Are o extindere mare (600 km x 40 km) echivalând cu suprafaţa Belgiei şi o rezervă de 25.000 m^3 de apă, el reprezentând 1/5 din resursele mondiale de apă dulce.

Între lacurile tectonice sunt incluse şi cele din cuvetele sinclinale, cum ar fi chott-urile din Tunisia şi Algeria (Chott el Djerid). În categoria lacurilor tectonice intră şi cele din văile transversale sau defilee, ca exemplu lacurile Joux şi Saint-Pont din Jura. Lacurile tectonice pot fi şi relicte ale unor mări rămase izolate (de exemplu, Marea Caspică).

Lacuri din cratere vulcanice. În Masivul Central Francez, sunt lacurile Pavin (Fig. 152), Bouchet, Issarlès şi Gour de Tazenat ce sunt amplasate în nordul lanţului montan de Puys. *Maarele* din regiunea Eifel din Germania sunt un alt exemplu de lacuri vulcanice, iar Crater Lake din SUA este tipic pentru un lac amplasat într-un crater de impact al unui meteorit. Aceste lacuri din craterele vulcanice sunt destul de adânci, dar cu dimensiuni nu prea mari (Lacul Pavin are 90 m adâncime şi un diametru de 750 m).

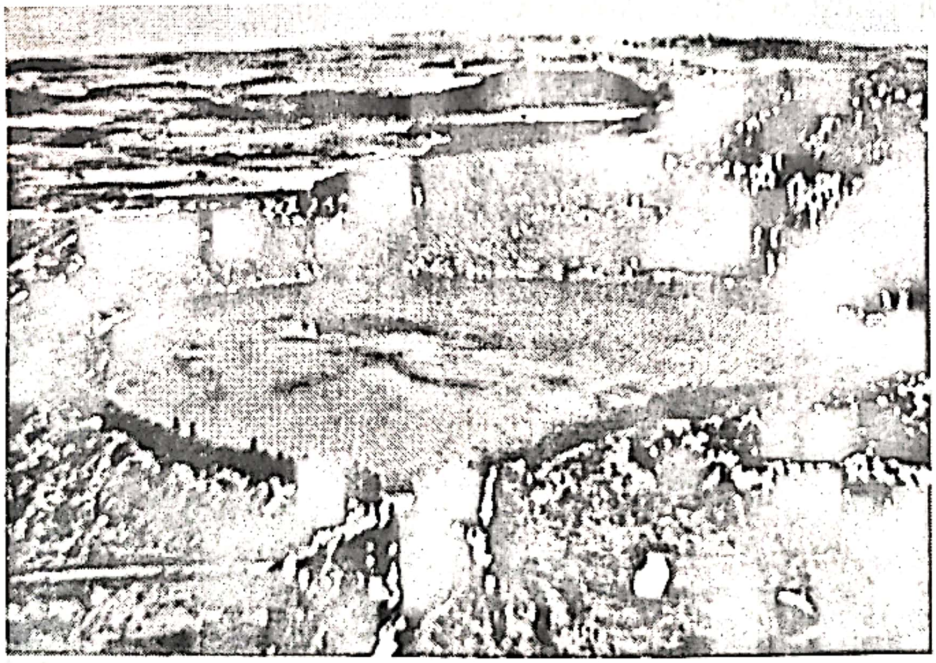


Fig. 152 Lacul Pavin. Este un lac de crater, datorat probabil unei explozii a vulcanului cuaternar Montchal (la dreapta). Diametrul său este de 750 m şi adâncimea maximă de 92 m. Emisarul vizibil în primul plan se varsă în Couze care ia atunci numele de Couze-Pavin (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Toate aceste lacuri sunt circulare. Alte lacuri clasice din categoria celor vulcanice sunt cele din Italia, de pe Câmpia Flegrees, de la sud de Roma (Lacurile Nemi, Albano ş.a.). Sedimentele acestor lacuri sunt subţiri şi provenite din materialul cineritic al craterelor vulcanice. În România este considerat lac vulcanic Lacul Sfânta Ana de la Tuşnad.

Scanned with OKEN Scanner

Lacuri glaciare. Aceste lacuri sunt amplasate în circurile glaciare sau în partea inferioară a gheţarilor de vale, unde apar în spatele unor depuneri de sedimente sau morene frontale. Asemenea lacuri pot apărea şi pe văile glaciare. Unele au aspect de arc, sau ombilic, fiind amplasate pe marginea unor vechi circuri glaciare ca Lacul Negru, Lacul Alb în Vosgi, sau în spatele unui dig de sedimente morenaice ca Lacurile Retournemer (Vosgi), Marinet (Alpi), Gaube (Pirinei). Unele lacuri glaciare au extinderi mai mici sau mai mari, după cum sunt amplasate în regiunile montane. Aşa sunt, de exemplu, Lacurile Geneva şi Lehman (Elveţia), sau în regiunile de câmpie Lacurile Atabaska şi Urşilor din vestul Canadei.

Unele lacuri apar în zonele periglaciare prin fuziunea unor lentile de gheaţă, aşa numitele **hidrolacolite** sau **pingo**. De exemplu, bălţile din regiunea Brie pot fi considerate că sunt amplasate pe pingos würmiene.

Lacurile din depresiunile carstice. Aceste lacuri ocupă fundul dolinelor şi poljilor, fiind temporare, ca Lacul Popovo din fosta Iugoslavia, prezent din perioada septembrie până în iunie, sau pot fi permanente cum ar fi Lacul Scutari de la graniţa dintre Serbia şi Albania.

11.2.3.2. Lacuri de baraj

Au în general un contur sinuos, urmărind linia de nivel a suprafeţei apei, sunt puţin adânci, uneori având şi insule. În majoritate sunt amplasate pe o vale, de aceea ele au tendinţa de colmatare în amonte (Lacul Chambon) şi pot să se scurgă în aval (Lacul Bourg-d'Oisans din timpul evului mediu). Fiind amplasate pe o vale cu apă curgătoare, au aspect de heleştee sau iazuri naturale (engl. *pools*).

Lacurile de baraj morenaic sunt rezultatul unei acţiuni complexe fluvio-glaciare, fiind amplasate la extremitatea joasă a unui emisar de vale ca, de exemplu, marile lacuri din Italia de nord cum sunt: Lacurile Léman şi Constanţa; Longemer şi Gérardmer. Ele sunt rezultatul barării văilor de morene frontale. Alte lacuri provin prin acumularea apei dintr-un *inlandsis* (calotă sau câmp glaciar) în spatele unor morene de fund (de exemplu, lacurile din Canada, din nordul Statelor Unite sau din Scandinavia).

Lacurile de baraj vulcanic rezultă din bararea văilor unor râuri de curgerile de lavă vulcanică. Un exemplu este curgerea de lavă de la Cheire d'Aydat ce provine de la doi vulcani, Puy de Lassolas şi Puy de la Vache care au barat cursul Râului Veyre, creând Lacul Aydat (Fig. 153). Pe traseu,

Scanned with OKEN Scanner

acest şuvoi de lavă a mai izolat şi Lacurile Randanne şi Cassière. Ca şi lacurile anterioare situate în regiunea Puy-de-Dôme, aici sunt şi alte lacuri, de aceeaşi origine, cum ar fi Lacul Chambon rezultat din bararea Râului Couze de Vulcanul Tartaret.

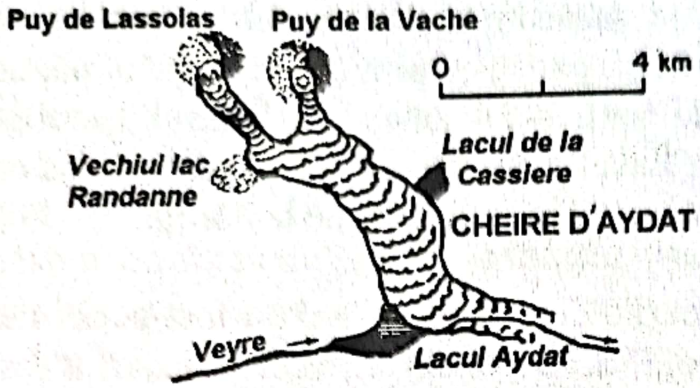


Fig. 153 *Cheire d'Aydat*, născut din Puy de la Vache şi Puy de Lassolas, barează valea Râului Veyre (Lacul Aydat) şi vâlcelele adiacente (Lacul Cassière şi lacul fosil Randanne de unde se extrage randanit, o varietate de diatomit) (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Lacuri de baraj torenţial. Sunt lacuri mai puţin frecvente, ele rezultând din bararea unei văi principale a unui râu de către conul de dejecţie a unui afluent sau a unui torent. De exemplu, este fostul lac Bourg d'Oisans din regiunea Dauphiné.

Lacuri de baraj natural. În categoria acestor lacuri intră acele acumulări de apă care, în afara unei bărări temporare a unui torent, rezultă în urma unui fenomen natural de alunecare sau de sedimentare abundentă pe văile râurilor. Este cazul Lacului Roşu, de exemplu, din masivul Hăghimaş, care a rezultat din bararea văii Bicazului de material provenit din Muntele Ucigaşu, fenomen produs în anul 1838. Alte lacuri de baraj natural provin prin bararea văilor unor râuri mai mici de către aluviunile unor râuri mai mari. În ţara noastră se cunosc multe astfel de lacuri mai ales în zona de subsidenţă a Câmpiei de Est a României. De exemplu, Lacurile Balta Albă, Amara, Jirlău provin din bararea unor râuri mai mici de aluviunile Buzăului; Lacurile Snagov, Căldăruşani provin din bararea aluviunilor Ialomiţei; Lacurile Mogoşoaia, Herăstrău, Floreasca, Cernica se dezvoltă pe valea Colentinei.

De asemenea, de-a lungul luncii Dunării, unele lacuri (astăzi multe asecate) ca Nedeia, Potelu, Suhaia, Brateş ş.a. sunt rezultatul colmatării cu aluviuni a fluviului care a întrerupt astfel scurgerea lor. Unele lacuri de baraj de pe cursul inferior (gura de vărsare) a unor râuri devin **limane** prin ruperea cordonului litoral de acţiunea comună a mării şi a râurilor (de exemplu, limanul Nistrului şi al Niprului sau Marea de Azov, care este un uriaş liman format la gura de vărsare a Donului). În cazul limanelor, un rol

Scanned with OKEN Scanner

important îl au şi curenţii marini care nu permit acumularea de sedimente din cordonul litoral, favorizând astfel scurgerea apei râurilor.

Lagunele sunt tot acumulări lacustre în urma barării unor foste golfuri de cordoane litorale, în majoritatea cazurilor de origine marină, dar care nu au fost îndepărtate prin eroziune ca în cazul limanelor. Astfel, lagunele sunt separate de mare, sau pot comunica parţial cu ea prin „portiţe", primind, de multe ori, şi o alimentare din afluenţi continentali. Este cazul lacurilor Razelm, Sinoe, Goloviţa, Zmeica. Lacul Razelm, de exemplu, comunică cu Marea Neagră printr-o străpungere a cordonului litoral de la Portiţa.

Lacuri de baraj artificial. Lacurile de baraj artificial au fost construite prin bararea unor râuri de către om. Scopul realizării acestor lacuri a fost obţinerea energiei electrice din hidrocentrale, prin căderea apei acumulate în spatele barajului pe paletele generatorilor de electricitate; regularizarea cursurilor unor râuri; alimentarea cu apă a localităţilor şi pentru irigaţii.

Barajele sunt de greutate (beton) sau uşoare (din pământ sau alte materiale). Aşa sunt, de exemplu, lacurile de la Bicaz, Vaduri, Roznov etc. (pe Bistriţa), Vidraru (pe Argeş), lacurile de pe valea Oltului, lacul de la Stânca-Ştefăneşti (pe Prut), precum şi alte numeroase lacuri construite pe râuri mai mici sau mai mari (Porţile de Fier I şi II, pe Dunăre). Pentru o bună funcţionare, aceste lacuri trebuie întreţinute prin dragarea fundurilor, regularizarea şi întreţinerea versanţilor, supravegherea şi întreţinerea barajelor. Se cunosc cazuri când, datorită nesupravegherii şi lipsei de întreţinere sau a greşelilor de construcţie, barajele lacurilor de acumulare au cedat, au fost străpunse de apa acumulată în lacuri provocând în aval inundaţii catastrofale, soldate cu pierderi materiale şi umane foarte mari.

11.2.3.3. Particularităţile acţiunii geologice a lacurilor

Limnologia ca ştiinţă a studiului lacurilor prezintă elemente distinctive privind acţiunea geologică. Factorii generali ce influenţează acţiunea geologică a lacurilor sunt: caracterul stătător al apei, uneori prelungit, dar pe un interval geologic relativ scurt, adâncimea şi volumul, în general reduse, influenţa importantă a variaţiilor climatice.

Lacurile tectonice, fiind amplasate în zone depresionare adânci (rifturi, sineclize), au adâncime mare şi persistenţă îndelungată (Lacul Baikal, lacurile de pe traseul Marelui Rift Est African). Datorită acestor particularităţi, acţiunea geologică de ansamblu, reprezentând eroziunea,

Scanned with OKEN Scanner

transportul şi sedimentarea, se apropie de domeniul marin. În aceste lacuri se întâlnesc delte imense, subacvatice. Sedimentele provin din eroziunea litorală şi din aportul râurilor. Transportul este slab spre larg, fiind determinat de direcţia predominantă a vântului sau de energia cinetică a râurilor care debuşează în lac. Sedimentele variază în mod normal, de la cele grosiere la ţărm la cele fine spre larg, însă cu o trecere mai rapidă în spaţiu datorită lipsei fluxului sau a refluxului. Pot apărea în unele cazuri şi alte depozite, precum creta „de lacuri", un depozit calcaros fin, de culoare albă, pulverulent, dar format prin erodarea calcarelor şi nu din acumularea de testuri de foraminifere (de exemplu, sud-vestul Lacului Siut Ghiol – în limba turcă, „lacul de lapte"). Calcare lacustre pot apărea şi din sfărmarea unor tufuri calcaroase de pe marginea bazinului lacustru (de exemplu, calcarele de Brie, St. Ouen, din Eocenul Bazinului Parisului). În astfel de calcare pot apărea fructificaţii de characeae, un exemplu fiind calcarele de Rona din nord-vestul Transilvaniei. Aceste calcare se efilează dinspre Jibou spre est, arătând că s-au depus într-un mediu lacustru spaţial limitat, sedimentare ce se continuă apoi cu argile roşii continentale. În jurul acestor lacuri mari se pot depune depozite fluviatile, ce formează o coroană, cum este, de exemplu, zona periferică a Lacului Ciad (Africa Centrală) şi Aral (Asia Centrală). Uneori lacurile tectonice pot fi relicte ale unor zone marine rămase izolate, ca Marea Caspică. În apele acestor lacuri creşte aportul de sulfaţi de calciu, sodiu şi potasiu aduşi de apele de pe continent. În lagunele marginale ale acestor lacuri, datorită evaporaţiei puternice, se depun săruri ca rezultat al precipitaţiilor chimice foarte bogate. Astfel, de exemplu, datorită unui climat arid şi cald, se formează depozite de mirabilit ($Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$) în golful Kara Bugaz.

În lacurile din depresiunile regiunilor aride, cum sunt chott-urile din Algeria (Chott el Djerid) sau lacurile şi mlaştinile Makarikari din Deşertul Kalahari, alimentate de Râul Kubango, în urma unor ploi rare, dar torenţiale, se produce spălarea sărurilor interstiţiale din roci, ce duc la precipitarea unor săruri speciale, ca soda obişnuită sau throna ($Na_2CO_3 \cdot 10\ H_2O$), precum şi a sărurilor normale, ca sarea gemă (Na Cl).

Alte lacuri cu săruri pot avea origine diferită de cea tectonică şi se întâlnesc în regiuni cu climat temperat, cum sunt lacurile Balta Albă, Lacul Amara sau Lacul Sărat de lângă Brăila. În Lacul Sărat se depune mirabilit, care are un efect curativ antireumatismal.

Datorită izolării de mare, lacurile şi lagunele pot avea o faună relictă, dispărută în prezent din domeniul marin. Aşadar, fosilele unei astfel de

Scanned with OKEN Scanner

faune, cuprinse în depozitele ce le înglobează, pot da falsa idee că aceste depozite sunt mai vechi decât în realitate.

Lacurile de baraj presupun existenţa unei ape curgătoare, barate în mod natural, lacurile denumindu-se astfel eleştee sau iazuri naturale (engl. *pools*). În unele cazuri, râul îşi creează totuşi un drum îngust prin barajul natural, ducând la scurgerea parţială sau chiar totală a lacului. În aceste lacuri, datorită ridicării nivelului de bază local şi creşterii secţiunii transversale de curgere, viteza apei scade iar apa depune toate sedimentele transportate. Astfel de lacuri funcţionează practic ca nişte decantoare naturale de depozite fine argilo-marnoase, ce conţin uneori şi o faună specifică de forme mari de *Mytilus*.

Lagunele, ca lacuri de baraj, atunci când sunt separate complet de mare şi pot primi afluenţi continentali, treptat se îndulcesc, fapt consemnat şi de fauna care trece de la caractere marine normale, prin cele salmastre şi ajunge să cuprindă forme de apă dulce (Siutghiol şi mai recent Techirghiol). În caz contrar, când lagunele nu sunt alimentate de afluenţi cu apă dulce de pe continent şi sunt pe cale de concentrare, conţin depozite fine argiloase ce conservă bine materia organică produsă după moartea organismelor. În timp geologic, acestea evoluează spre bitumine, care generează gaze, printre care hidrogenul sulfurat (H_2S) (Techirghiol).

În urma evaporării apei şi salinizării lagunei, fauna moare treptat, iar formele marine care pătrund accidental în lagune mor în masă prin asfixiere. Acesta este cazul şisturilor disodilice din Oligocenul Carpaţilor Orientali, în care s-au găsit coloane vertebrale contorsionate de peşti, rămaşi cu gura deschisă, ceea ce a fost interpretat ca moarte violentă prin sufocare din cauza conţinutului mare de hidrogen sulfurat din apă şi nu a mediului salin.

Dacă în continuare se atinge concentraţia maximă de săruri din apă, prin evaporare intensă, sărurile dizolvate încep să precipite în ordinea inversă a solubilităţii. Astfel, acestea se depun începând cu calcarele şi continuând cu anhidritul ($CaSO_4$), gipsul ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$), silvină (KCl) şi alte săruri delicvescente, reprezentate prin sulfaţi şi cloruri complexe, foarte solubile în propria apă de cristalizare sau în umiditatea din atmosferă. În final se depune sarea gemă (NaCl).

În Permian se cunosc cazuri de evaporare totală a lagunelor, ca în regiunea Solikamsk din Rusia, în zona din SV Munţilor Urali, şi Stassfurth în Germania. În alte cazuri evaporarea nu a fost totală, ori datorită legăturii temporare cu marea, ori datorită climatului mai puţin cald şi arid. De exemplu, în România, în regiunile miocene din exteriorul şi interiorul

Scanned with OKEN Scanner

Carpaţilor, sunt depuse importante mase de sare gemă, dar foarte puţine cantităţi de săruri de potasiu (de exemplu, zona Tazlăului Sărat).

Datorită importanţei procesului de sedimentare din lagune, acestea sunt considerate de unii specialişti ca zone de trecere între condiţiile domeniului continental şi cele ale domeniului marin.

Lacurile glaciare sunt amplasate fie în circuri glaciare, fie pe o vale glaciară barată în aval de morene. Se poate spune astfel că lacurile glaciare sunt tot de baraj. Ele au o caracteristică tipică, aceea de depunere a *argilelor cu varve* (argile cu dungi), denumire provenită de la suedezul *varva* = dungă, vargă. Dungile (benzile) argilelor sunt fine, albicioase, ce alternează cu altele negricioase. Benzile albe sunt de iarnă, fără fenomene de alterare chimică sau biologică, iar benzile negre sunt de vară, culoarea reprezentând materia organică vegetală descompusă. Măsurând numărul perechilor de varve albe şi negre, care corespund unui ciclu anual, s-a dedus că glaciaţiile pleistocene au durat fiecare aproximativ 20.000 de ani.

Lacurile vulcanice sunt instalate în craterele unor foşti vulcani, ale căror sedimente sunt areal limitate. Aceste sedimente sunt alcătuite din materialul cineritic al aparatului vulcanic. De exemplu, lacurile din câmpiile Flegrees de la sud de Roma (Italia) şi Lacul Sf. Ana (Tuşnad).

11.2.4. Acţiunea geologică a apelor subterane

Apele meteorice care se infiltrează datorită terenurilor cu permeabilitate omogenă (nisipuri, pietrişuri etc.) sau neomogenă (calcare sau dolomite fisurate, granite sau roci metamorfice alterate etc.) alcătuiesc strate acvifere sau pânze de apă subterană, atunci când infiltraţia este oprită de prezenţa unui strat impermeabil de bază. Aşadar, pentru existenţa unui strat (pânză) acvifer subteran, trebuie să fie îndeplinite trei condiţii obligatorii: sursa de apă (meteorică), strat permeabil pentru infiltrare şi strat impermeabil bazal (Fig. 154).

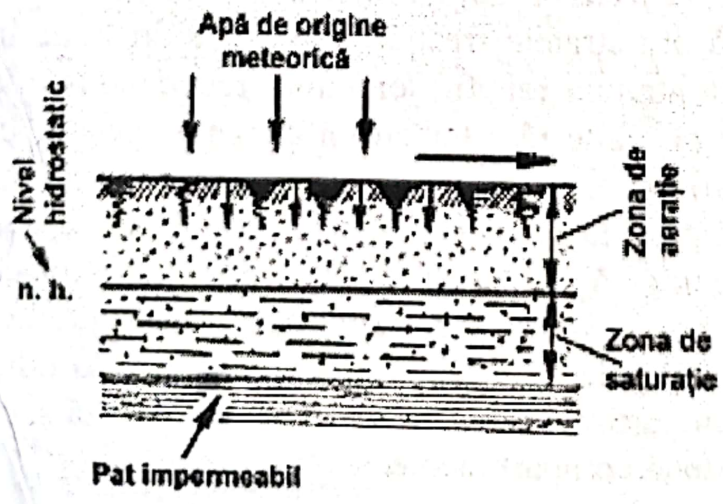


Fig. 154 Secţiune schematică indicând elementele unei pânze de apă subterană freatică (după V. Lăzărescu, 1980).

Scanned with OKEN Scanner

Stratele impermeabile pot fi alcătuite din **roci acviclude**, reprezentate prin argile sau marne care absorb apa, dar nu o mai cedează datorită porozităţii subcapilare, sau din **roci acvifuge** alcătuite din roci compacte, cum sunt granitele, bazaltele, calcarele etc., în care apa nu pătrunde. Aşadar, prin infiltrare şi acumulare deasupra stratului impermeabil, apa urcă antigravitaţional prin porii rocii permeabile, dând naştere stratului acvifer. Suprafaţa ce delimitează în partea superioară stratul acvifer poartă denumirea de **suprafaţă piezometrică**. Dacă se secţionează suprafaţa piezometrică cu un plan vertical imaginar, linia obţinută din intersecţia celor două planuri se numeşte **nivel hidrostatic** (N.h.). Nivelul hidrostatic mai poate fi numit şi înălţimea până la care urcă apa într-un strat acvifer.

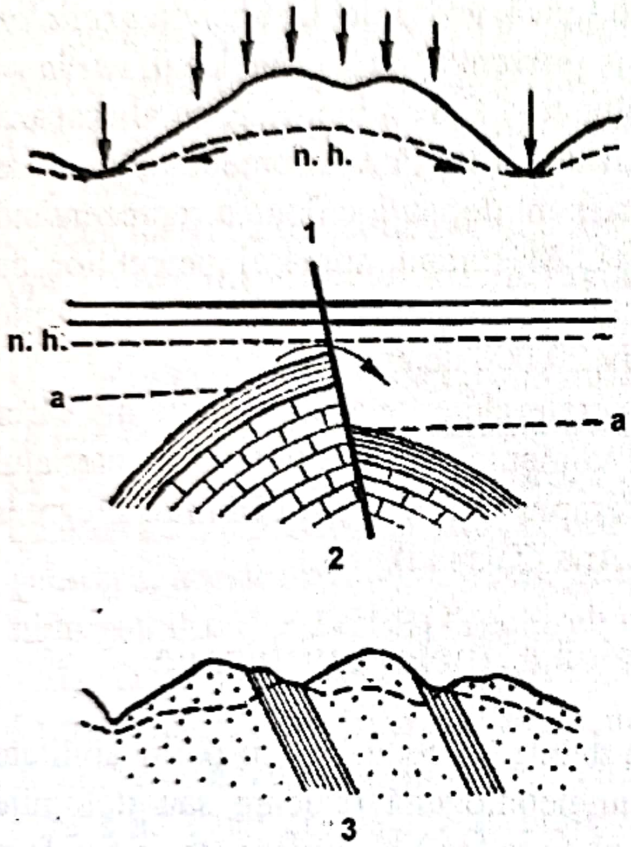


Fig. 155 Forme diferite ale nivelului hidrostatic, funcţie de relief (1) şi de o structură geologică cu un anticlinal faliat (2) sau alternanţă monoclinală de roci permeabile şi impermeabile (3); n.h.= nivel hidrostatic comun; a = nivel hidrostatic diferenţiat (a, a') în cele două compartimente (după V. Lăzărescu, 1980).

Primul strat acvifer (pânză), pornind de la suprafaţa terenului şi care ia naştere deasupra primului strat impermeabil, se numeşte **strat acvifer freatic** sau **pânză freatică** (de la *freas* = puţ). Majoritatea fântânilor sau puţurilor de apă se alimentează din stratele freatice. Nivelul hidrostatic în general are o formă ce mulează atenuat relieful terenului, reducându-se la zero în zonele mlăştinoase sau pe văile râurilor cu un curs permanent. În zona Bucureşti, nivelul hidrostatic al apelor freatice variază între 2-9 m, iar în Câmpia Bărăganului coboară până la 30-40 m. Uneori nivelul hidrostatic este influenţat şi de structura geologică a terenurilor (Fig. 155). Astfel, dacă într-un strat acvifer freatic normal, nivelul hidrostatic urmăreşte suprafaţa piezometrică şi modificarea altitudinală a reliefului, în cazul în care o falie separă stratul acvifer în două compartimente, nivelul hidrostatic variază şi el având adâncimi diferite în cele două compartimente.

Scanned with OKEN Scanner

Dacă există o alternanţă de roci permeabile şi impermeabile în poziţie monoclinală, atunci nivelul hidrostatic la contact cu rocile impermeabile se ridică, putând ajunge la suprafaţa reliefului.

De multe ori forma şi adâncimea suprafeţei piezometrice, reprezentate prin nivelul hidrostatic, poate fi influenţată şi de om. Prin pompări din puţuri şi foraje, suprafaţa piezometrică coboară sub formă de pâlnie, formând aşa numitul **con de depresiune** (Fig. 157).

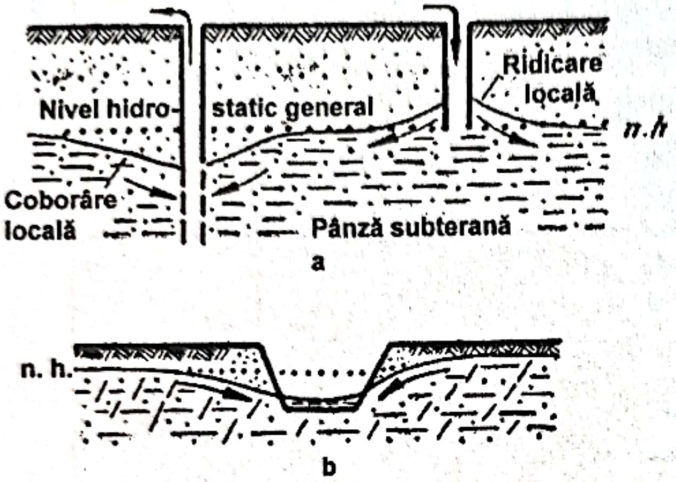


Fig. 156 Modul de variaţie a nivelului hidrostatic sub influenţa pompării sau extracţiei apei din foraje (a) şi datorită executării unor şanţuri de drenaj (b) (după V. Lăzărescu, 1980).

Acelaşi lucru se realizează prin canale de drenaj sau asecări ale unor terenuri mlăştinoase. În schimb, prin introducerea prin puţuri şi foraje a unor ape industriale sau uzate, sau prin deversarea acestora pe terenuri virane, nivelul hidrostatic se ridică, poluând apele subterane freatice (Fig. 156).

Panta nivelului hidrostatic se numeşte **gradient hidraulic** şi se datorează alimentării sau drenării în diferite zone a stratului acvifer freatic. Datorită acestui gradient hidraulic, apa subterană circulă lateral, cu o viteză redusă, putând ieşi la suprafaţă prin izvoare sau putând alimenta prin izvoare subacvatice lacuri sau râuri. De exemplu, Lacul Siutghiol dintre Mamaia şi Ovidiu este alimentat de astfel de izvoare subacvatice. Aceste strate acvifere freatice intră în categoria **apelor (pânzelor) subterane libere**, care se alimentează pe toată aria lor de răspândire (Fig. 158). Ca exemplu, menţionăm pânzele de apă de la baza nisipurilor şi loessului din Bărăgan, din depozitele de terasă, din rocile alterate sau calcarele fisurate din regiunile montane etc.

În unele cazuri, în zonele litorale, în cordoane litorale sau grinduri marine, se formează lentile de apă dulce, în nisipuri, ce plutesc pe apa sărată marină cu densitate mai mare (Fig. 158 c).

Scanned with OKEN Scanner

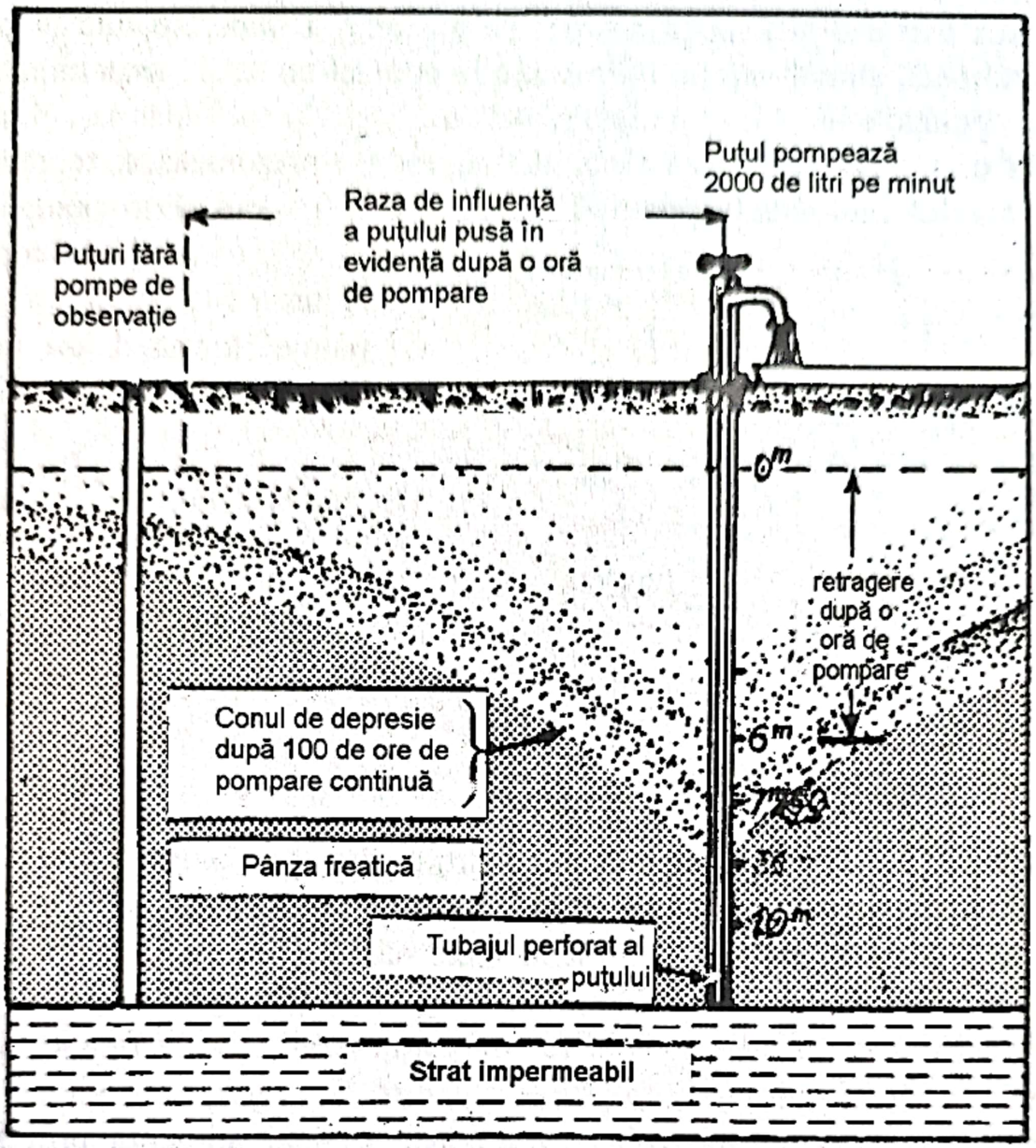
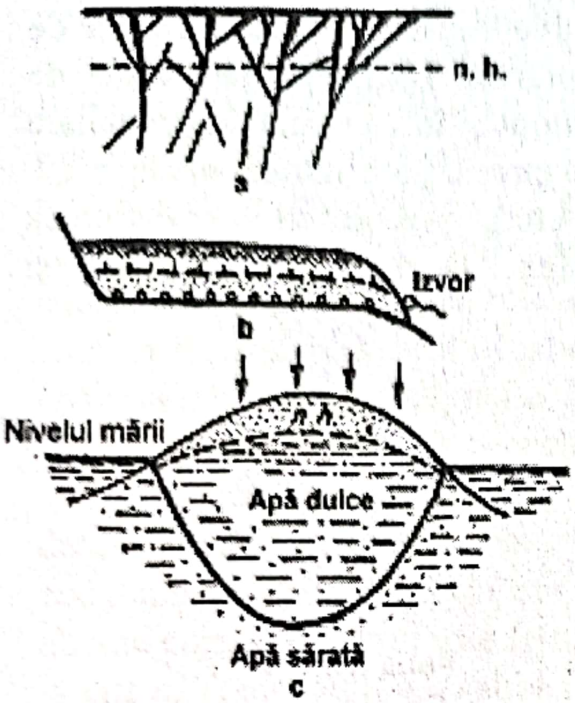


Fig. 157 Con de depresiune provocat de lăsarea în jos a pânzei freatice. Se poate admite că un regim permanent se poate plasa după 100 ore: într-o oră coborârea este de 6 m şi ajunge aproximativ la 9 m după 100 ore (după Zumberge, fide Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

La un strat acvifer freatic se separă o **zonă de saturaţie** deasupra stratului impermeabil; suprafaţa acesteia este limitată în partea superioară de suprafaţa piezometrică sau nivelul hidrostatic (Fig. 154). Grosimea acestei zone depinde în mare măsură de debitul de alimentare şi de cel de drenaj al apei subterane. Această zonă corespunde cu zona de cimentaţie a rocilor. Deasupra acestei zone, între suprafaţa piezometrică (nivelul hidrostatic) şi suprafaţa terenului, se găseşte **zona de aeraţie**, formată la rândul ei din trei subzone: **de capilaritate**, mai groasă la rocile fine, situată în partea inferioară şi unde apa se ridică antigravitaţional prin forţele capilare;

Scanned with OKEN Scanner



intermediară, unde apa circulă gravitaţional şi cu viteză printre granulele permeabile ale rocii, ale căror spaţii interstiţiale sunt umplute cu aer; şi de **evaporare**, în care apa este supusă evaporării datorită căldurii solare sau este preluată de rădăcinile plantelor. În totalitatea ei, zona de aeraţie corespunde zonei de alteraţie a rocilor.

Fig. 158 Tipuri de pânze de apă libere în roci compacte fisurate comunicante (a), la baza teraselor (b), în zone insulare (c), cu indicarea nivelului hidrostatic (n.h.).

Stratele acvifere captive sau **de adâncime** pot fi singulare sau multiple şi urmează în adâncime sub primul strat impermeabil (Fig. 160 - 2). La un strat acvifer captiv deosebim o **zonă de alimentare** (în general la cotele cele mai înalte), o **zonă de drenaj** (la cotele mai reduse) şi o **zonă de acumulare** (în general la cotele cele mai joase).

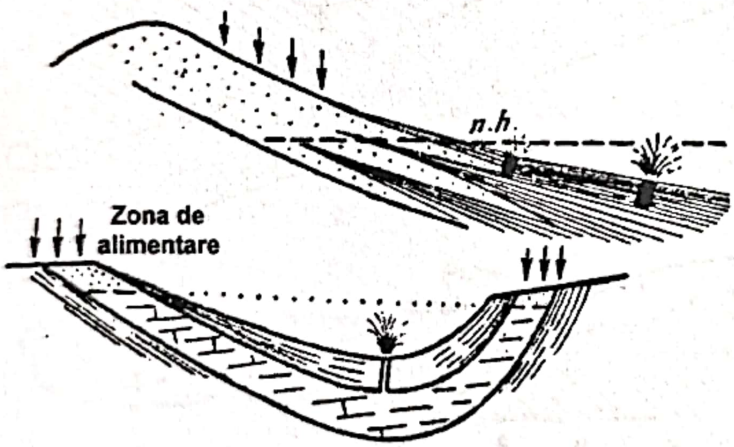


Fig. 159 Tipuri de pânze de ape captive: la marginea unei zone muntoase (sus) şi într-o zonă sinclinală de tip clasic cu apă arteziană (jos).

Zonele de alimentare şi de drenaj se găsesc în general pe aflorimentele de la capetele de strate (Fig. 159). Apa tinde să se deplaseze sub influenţa gradientului hidraulic din zona de alimentare către zona de drenaj, tinzând către nivelul hidrostatic. Dacă conformaţia terenului este de tip sinclinal, atunci într-un foraj (puţ) din zona cea mai joasă (de acumulare) apa poate urca sub presiunea de strat pe coloana de foraj până aproape de suprafaţa terenului (apă ascensională) sau depăşind suprafaţa terenului, până la nivelul hidrostatic (apă arteziană) (Fig. 160 – 2 şi Fig. 159). Denumirea de apă arteziană (ţâşnitoare) vine de la regiunea Artois (Bazinul Parisului, Franţa) unde, într-o regiune sinclinală cu o concordanţă de relief, suprafaţa terenului

inv. 198724

Scanned with OKEN Scanner

se află la o cotă mai mică decât cea a nivelului hidrostatic din zona de alimentare, apa ţâşnind puternic către suprafaţă. La noi în ţară astfel de tipuri de ape se găsesc în regiunile de piemont şi în câmpiile de acumulare (ex. Câmpia Română), apoi în centrul depresiunilor intramontane (ex. Depresiunea Bârsei, Comăneşti, Beiuş etc.), precum şi pe marginea depresiunilor interne şi intermontane (ex. Depresiunea Panonică şi Depresiunea Transilvaniei).

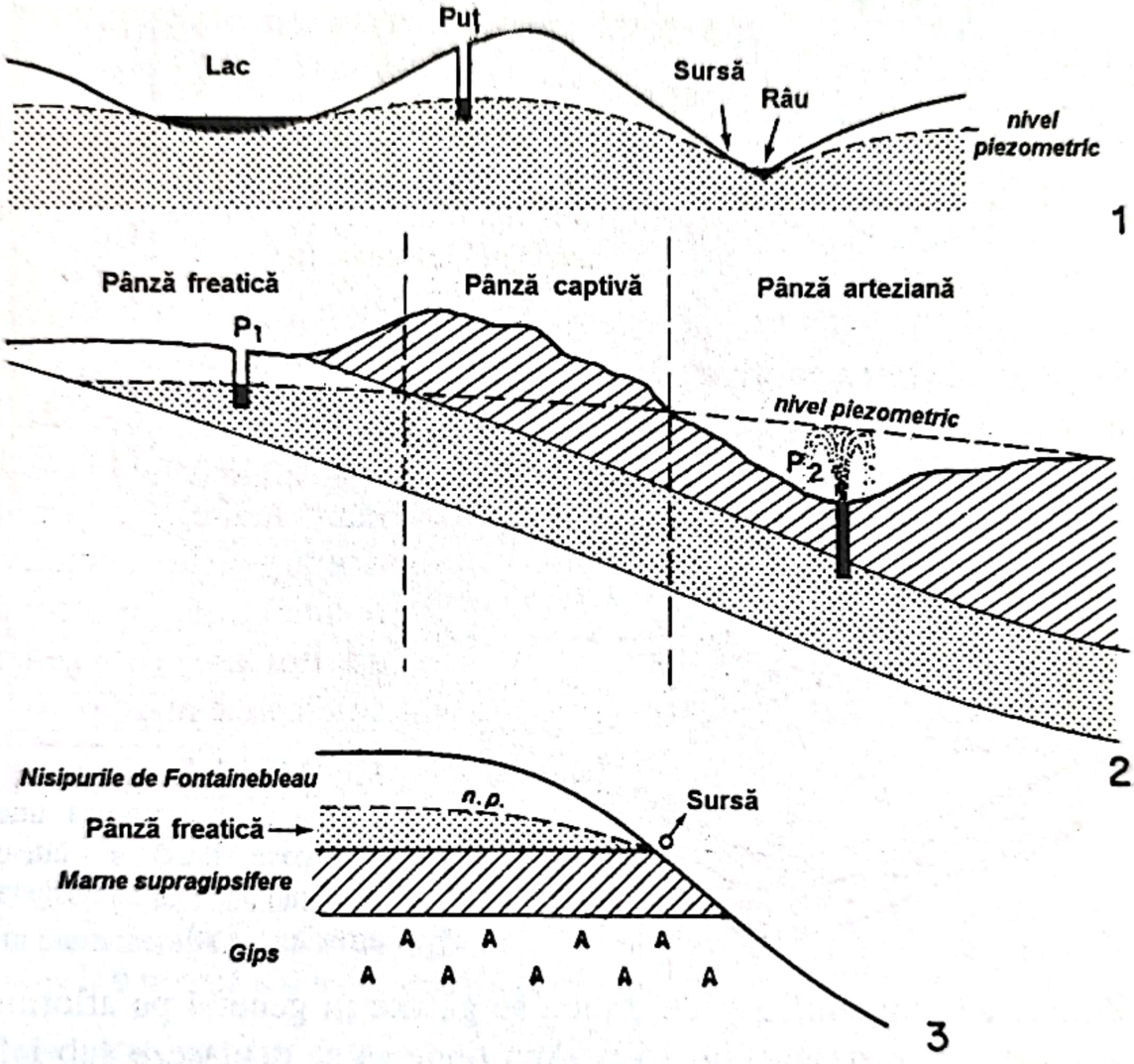


Fig. 160 Diverse tipuri de pânze de apă subterană. 1. Pânză liberă sau freatică; 2. trecerea unei pânze freatice la o pânză captivă şi apoi arteziană. P_1: puţuri ordinare; P_2: puţuri arteziene; 3. pânză suspendată (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

11.2.4.1. Acţiunea de eroziune, transport şi sedimentare a apelor subterane

Această acţiune a apelor subterane este complexă întrucât ea se întrepătrunde cu procesele de alterare şi de diageneză a rocilor. Apele subterane dizolvă mineralele solubile din masa rocilor sau concentrate (sare,

Scanned with OKEN Scanner

ghips, calcare) pe care apoi le precipită datorită unei circulaţii lente. De exemplu, măsurătorile de vârstă absolută ale apei potabile din Bazinul Parisului au indicat 20.000 ani. Aceste acţiuni de levigare (spălare) şi precipitare se pot realiza concomitent şi în cadrul procesului de metasomatism, care în final duce la înlocuirea treptată a mineralelor solubile cu altele mai puţin solubile. În cazul acesta, agentul activ îl reprezintă soluţiile apoase hidrotermale. Ca rezultat al acestui proces iau naştere silicifierile sau piritizările fosilelor animale şi vegetale, dezvoltarea unor concreţiuni în roci ca **păpuşile de loess** (concreţiuni calcaroase) sau **chaille-urile** (concreţiuni silicioase în calcare).

Apele subterane pot interveni însă şi în procesul de oxidare, hidratare şi descompunere a unor minerale sau roci ca **petrolul**, ce are importanţă economică deosebită. Tot apele subterane favorizează şi întreţin procese de ablaţie cum ar fi porniturile (alunecările) de teren, sufoziunea, solifluxiunea şi altele. Transportul apei subterane se desfăşoară până ce se manifestă sub formă de izvoare, căci din acest moment reintră în circulaţia apei de suprafaţă.

11.2.4.2. Fenomene carstice

Fenomenele carstice (după denumirea regiunii Karst din nord-vestul Croaţiei şi Sloveniei) sunt o categorie aparte a acţiunii complexe de eroziune, transport şi sedimentare a apelor subterane (Bleahu, 1974). Apa subterană provenită din cea de suprafaţă exercită o puternică acţiune de eroziune mecanică şi de dizolvare în roci solubile (calcare, dolomite, gipsuri, sare etc.), mai ales dacă acestea sunt puternic fisurate, generând **hornuri** sau **avene** (engl. *pithole*) mai ales la intersecţia fisurilor (Fig. 161).

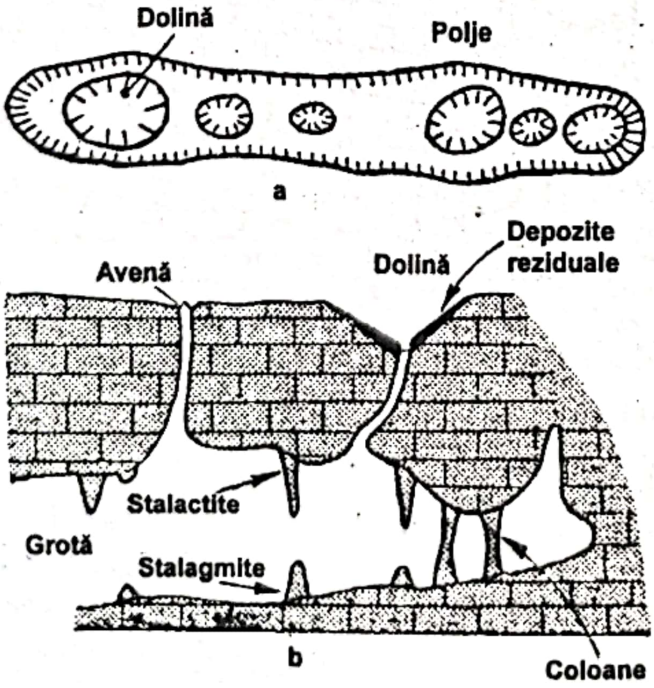


Fig. 161 Schema în plan a unei polje (a) şi secţiune explicativă privind alte fenomene carstice (b) (după V. Lăzărescu, 1980).

Scanned with OKEN Scanner

Denumirea de **aven** vine din cuvântul *aven* (de origine celtică) care înseamnă pârâu. De exemplu Pont Aven, în regiunea Bretagne. Alte denumiri ce se atribuie avenelor sunt: **bètoire** în Normandia sau **emposieux** în Jura. Prin eroziune şi dizolvare, avenele se lărgesc, capătă aspect de pâlnie şi de aici aspectul şi denumirea de **doline**. În aceste doline se depun uneori depozite reziduale de tip *terra rossa*. În unele cazuri dolinele se aliniază după anumite direcţii (probabil date de fisuraţie), se unesc între ele dând depresiuni mai mari, alungite şi denumite **polje**. În unele cazuri, formele de relief calcaroase capătă aspecte rotunjite, denumite în Cuba **magote** (calcarul de Vinales din regiunea Pinar del Rio). Pe suprafaţa masivelor calcaroase, acolo unde solul este erodat, şuvoaiele de apă sau pâraiele sapă pe pante rigole adânci de scurgere, uneori adânci de peste 1 m, denumite **lapiezuri**. Alteori, eroziunea puternică a râurilor sau prăbuşirea tavanelor unor peşteri generează canioane, cum este de exemplu în regiunea Rummel de lângă Constantine (Algeria) sau în Cheile Bicazului din Carpaţii Orientali din România (Fig. 162).

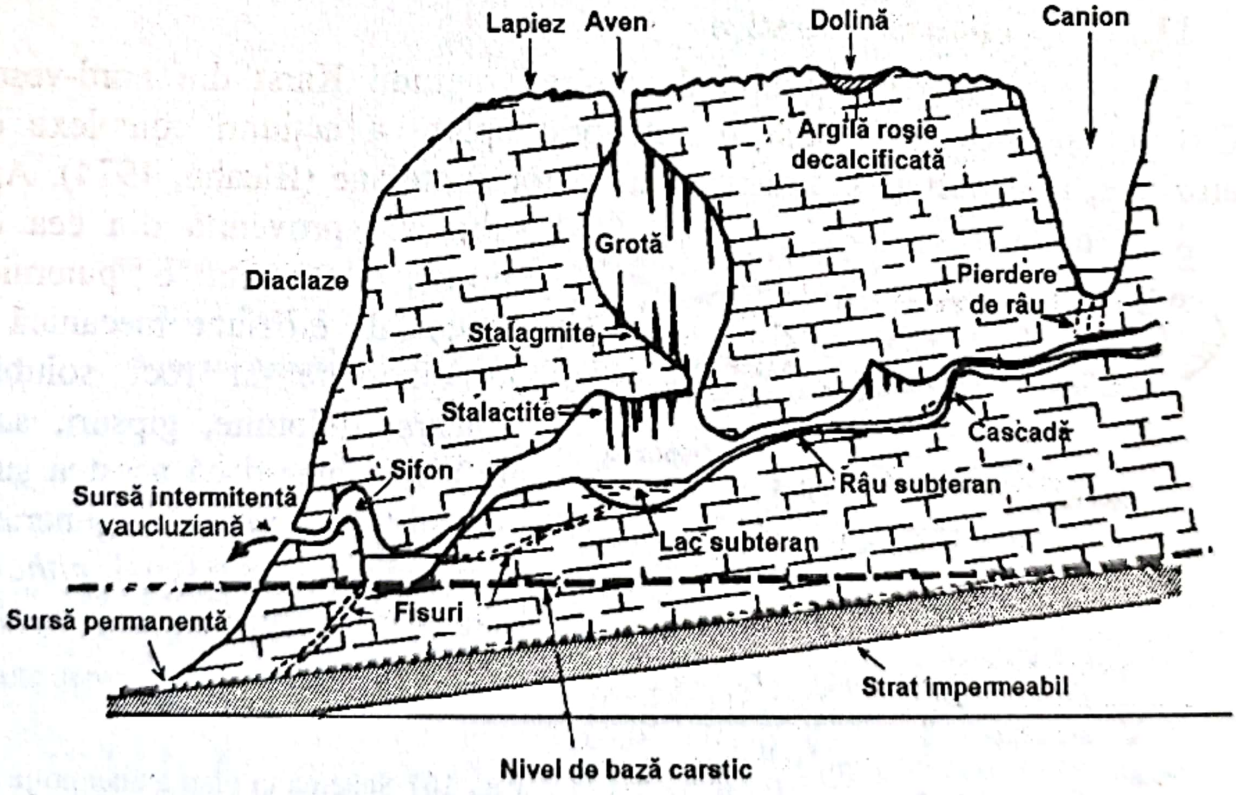


Fig. 162 Câteva aspecte de morfologie carstică. Deasupra nivelului de bază carstic, zona de curgere liberă, aerată, se numeşte *zonă vadoasă* (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Scanned with OKEN Scanner

Când apa de suprafață pătrunde brusc în subteran prin hornuri largi, acestea se numesc **ponoare**. Astfel de ponoare sunt cunoscute la noi în țară în Munții Apuseni, în Carpații Meridionali, dar și în alte regiuni cunoscute ca în La Perte du Rhône (regiunea Isère) din Franța sau în regiunea Munților Pădurea Neagră din Germania, unde Dunărea curge pe un traseu subteran de câțiva kilometri. Dispariția pâraielor sau a râurilor mai mici în regiunile carstice, care curg în subteran, și reapariția lor după sute de metri sau mai mult, sunt fenomene frecvente și interesante în regiunile carstice.

În interiorul masivelor calcaroase, apa are un important rol de eroziune și dizolvare, transport și sedimentare, generând uneori cavități mari de tipul cavernelor, grotelor sau peșterilor. Este cunoscută celebra peșteră de la Postojna (în prezent în Slovenia), denumită și Postumia, în care apa curge sub formă de pâraie puternice. Apa care se infiltrează de la suprafață, din precipitații, prin dizolvarea calcarelor din tavan dă forme caracteristice, sub formă de tuburi sau țurțuri, denumite **stalactite**, ce au obligatoriu în interior un canal prin care apa se scurge, iar prin dizolvare depune carbonatul de calciu, favorizând alungirea stalactitei. Apa ce cade pe podea, având încă un conținut important de carbonat de calciu, creează în timp o excrescență inversă stalactitelor, în formă de turn, ce poartă denumirea de **stalagmite**. Stalagmitele nu au un canal interior precum stalactitele. Uneori stalactitele și stalagmitele se unesc generând splendide coloane calcaroase. Apa ce curge pe pereții peșterilor generează numeroase forme carstice, precum draperii, franjuri deosebit de frumoase (Peștera Urșilor din Munții Apuseni).

Studiul peșterilor și al tuturor fenomenelor carstice și al aspectelor biologice legate de ele sunt cuprinse în cadrul Speologiei (engl. *Speleology*), știință fondată de savantul român Emil Racoviță. Peșterile au reprezentat în Cuaternar adăpost pentru oamenii preistorici, permițând astfel studiul culturilor umane reprezentate prin desene și alte urme lăsate pe pereții acestora (Peștera Altamira, Spania). În peșteri se găsesc resturi (oase) ale urșilor de peșteră (*Ursus spalaeus*), ale liliecilor care au trăit sau încă mai trăiesc în ele și ale altor animale cavernicole. Liliecii, prin depunerea rezidiilor vitale, împreună cu scheletele lor au format un depozit de fosfați și uranți, care este utilizat în agricultură ca îngrășământ și care se numește **cheiropterit**.

Țara noastră este bogată în fenomene carstice. Calcarele Jurasic superioare de tip Stramberg de pe cursul superior al Ialomiței și Dâmboviței cuprind peșteri colmatate (calcarul de Mateiașu). Numeroase peșteri sunt dezvoltate în Carpații Meridionali la Polovragi, Cioclovina, în județul Hunedoara la Ohaba de sub Piatră, Pui sau în Mehedinți, unde o serie de

Scanned with OKEN Scanner

peşteri au importante depozite de cheiropterit. În Munţii Apuseni, fenomenele carstice sunt dezvoltate sub toate formele. Peşterile Cetăţile Ponorului, Scărişoara, Peştera Urşilor sunt foarte cunoscute. Ele alcătuiesc un important element turistic într-un masiv calcaros tipic. În peştera Scărişoara se află un gheţar din perioada cuaternară, a cărui vârstă este de 10.000 ani. Vârsta gheţarului s-a stabilit pe baza analizei conţinutului de spori şi polen de vârstă cuaternară pe care le conservă gheaţa. Stalactite şi stalagmite de gheaţă, alături de un întreg cortegiu de elemente morfologice glaciare pot fi întâlnite în această peşteră, unică în România.

În calcarele eocene de la sudul Masivului Preluca sunt numeroase doline, denumite popular şi *vârtoape* sau *hârtoape*. În Dobrogea de Sud, în platoul calcaros sarmaţian de la vest de Mangalia, se află peştera de la Movile, care conservă în interior animale nevertebrate şi o microfloră cavernicolă microscopică, ce trăiesc într-un biotop echivalent primelor vieţuitoare apărute pe Pământ. Importanţa acestora pentru ştiinţă este extraordinară. Peştera de la Movile a fost descoperită în 1986 printr-un foraj săpat în calcarele Miocen superioare (Sarmaţian) din această zonă a Dobrogei de Sud (vestul Mangaliei). Forajul, după ce a parcurs 25 m prin calcare, a interceptat o reţea subterană de canale etanşe, de 240 m lungime, parţial înecate, ce adăposteau faună de nevertebrate şi o microfloră izolată de milioane de ani, alcătuită din 46 de specii din care 28 noi, ce trăiesc într-o atmosferă săracă în oxigen. Această faună a fost izolată după Miocen, într-un ecosistem ce funcţiona pe chimiosinteză, pornind de la hidrogenul şi sulful din apă (Olaru, 1994).

Apele subterane din masivele calcaroase ies la zi sub formă de izvoare, uneori puternice, denumite **resurgenţe**. Această denumire este dată izvoarelor sau locului de reapariţie a unui curs de apă, după ce a parcurs un traseu subteran. În opoziţie, **exurgenţele** sunt izvoarele ce apar la zi fără să fi parcurs un anumit traseu subteran, iar ieşirea la zi este rezultatul infiltrării şi acumulării apei vadoase în subteran, care în anumite cazuri poate fi mineralizată sau termală. Alteori debitul lor este intermitent şi sunt denumite **izvoare vaucluziene** (după zona Vaucluze, regiunea Isère din Franţa). La noi poartă denumirea de **izbucuri** (Fig. 162). Acestea apar la zi datorită unui sistem de sifon, ele pot seca, sau apar la zi la ore fixe. Pentru ca apele carstice care circulă cu viteză mare, fără să fie filtrate, să nu fie poluate de apele de suprafaţă, este necesar să se constituie perimetre de protecţie în zonele de pătrundere şi de ieşire a apei din masivele calcaroase.

Scanned with OKEN Scanner

11.2.5. Acţiunea geologică a izvoarelor

Întrucât izvoarele reprezintă finalizarea la zi a acţiunii apelor subterane, este foarte greu să separăm aceste două noţiuni. Caracteristicile generale ale izvoarelor depind în mare parte de temperatura şi mineralizarea apei subterane, precum şi de acţiunea geologică a acesteia. Un rol important îl deţine în acest sens şi situaţia geologică a punctului de izvorâre (de emergenţă). Dacă analizăm câteva din aceste caracteristici putem face şi o caracterizare a izvoarelor. Astfel, după temperatură, izvoarele se împart în următoarele tipuri :

- izvoare reci, care depind de zona cu temperatură constantă. În România, temperatura acestora este de 9-12 °C.
- izvoare hipotermale, care au temperatura de 18-25 °C (de exemplu, la Topliţa şi Tuşnad).
- izvoare termale (mezotermale), care au în general temperatura de 25-35 °C.
- izvoare hipertermale, care au temperaturi ce depăşesc 35 °C, pot fi de origine vadoasă, dar au fost cantonate în zonele sinclinale unde s-au încălzit (de exemplu, la Herculane), sau pot fi rezultatul unor manifestări postvulcanice. În zona Câmpiei de Vest, termalitatea apelor subterane se datorează coborârii pe fracturi a apelor vadoase până la fundament (3000-4.000 m) unde se încălzesc, se mineralizează şi ies la suprafaţă cu temperaturi foarte mari (102^0C, la Oradea). Unele dintre ele sunt şi radioactive (Băile Felix, Oradea)

După gradul de mineralizare, obţinut prin dizolvarea mineralelor solubile, izvoarele pot fi :

- izvoare normale (obişnuite sau nemineralizate) ce nu conţin săruri minerale în cantitate mare ;
- izvoare mineralizate, care conţin dizolvate săruri peste 0,5 g/l sau peste 1 cm^3 gaze/litru sau care prezintă o radioactivitate ridicată.

Apele slab mineralizate, care conţin săruri dizolvate până la 0,5 g/l, se numesc **oligominerale**, au un rol important în digestie dacă sunt potabile şi intră în categoria **apelor plate**. De exemplu, la Strunga - Iaşi sunt 11 izvoare minerale, dintre care câteva conţin apă platâ. De asemenea, apa ce provine de la izvorul „Mircea" din Grădina Botanică a Universităţii „Al. I. Cuza" din Iaşi este o apă slab mineralizată (oligominerală sau platâ). Astăzi în categoria apelor plate ce se comercializează intră şi aşa-numita **apă de sursă** (fr. *eau de sourse*), adică apa ce provine direct de la sursă, din izvoare

izvoare montane cu apă nepoluată ce este îmbuteliată la sursă şi apoi comercializată ca apă plată (de masă). Mineralizarea apelor subterane şi implicit a izvoarelor se datorează acţiunii de dizolvare a mineralelor solubile (eroziune chimică) din roci precum carbonaţii de calciu, sulfaţii de Ca, K, Na, Mg, provenite în majoritatea cazurilor din masivele de sare, gips, anhidrit sau de calcare şi dolomite (carbonaţi de Ca şi Mg). Alteori, apele subterane sunt asociate cu zăcămintele de hidrocarburi fiind denumite **ape de zăcământ**, iar izvoarele acestora sunt foarte puternic mineralizate conţinând sulfuri, iod, brom (ex. Călimăneşti, Govora, Săcel).

Izvoarele mineralizate depun în jurul emergenţei cruste de săruri, datorită schimbării valorilor de temperatură şi presiune din atmosferă faţă de condiţiile din subteran. În acest mod au luat naştere rocile calcaroase şi silicioase de precipitaţie fizico-chimică din domeniul continental. Gazele conţinute în ape provin fie din zonele de alterare prin fenomenul de reducere (de exemplu, apele sulfuroase de la Slănic Moldova), fie din regiuni mofetice (apele carbogazoase de la Borsec, Malnaş, Biborţeni, Tuşnad, Poiana Negri etc.). Prin depunerea masivă a carbonatului de calciu a luat naştere travertinul de la Borsec.

Apele radioactive pot proveni din apele care circulă în subteran prin roci eruptive acide (granite), cum sunt cele din Munţii Apuseni, la vest de Cluj sau din regiuni petrolifere în care se remarcă şi urme de heliu şi radon. Acestea sunt şi puternic sulfuroase (SH_2) şi cu conţinut de iod şi brom. Într-un zăcământ de petrol, apele ce-l însoţesc fiind puternic mineralizate şi cu densitate mai mare sunt cantonate sub acumulările de petrol. Ele se numesc **ape de zăcământ**, iar prin ieşirea lor la zi sub formă de izvoare, constituie martori importanţi în prospecţiunile de hidrocarburi.

După situaţia geologică a punctului de emergenţă şi după drumul parcurs de apă spre suprafaţă, se deosebesc **izvoare descendente** şi **izvoare ascendente**.

- **Izvoarele descendente** (Fig. 160 – 1, 3) sau izvoarele cu scurgere liberă, gravitaţională se formează în mare parte, ca urmare a interceptării stratului acvifer freatic de către eroziunea superficială (pâraie, râuri, spălări de pantă, alunecări de teren) (Fig. 163). Se pot deosebi astfel **izvoare de strat**, în general cantonate în structuri monoclinale, ca de exemplu în Platforma Moldovenească sau în regiunea nordică a Bazinului Transilvaniei, la baza tufului de Dej, la Cuzdioara; **izvoare de sinclinal** sau **anticlinal** întâlnite în regiunile cutate montane şi submontane (de exemplu, anticlinalul Gării, flancat de sinclinalul Piatra şi sinclinalul Poiana de la Câmpina); **izvoare de discordanţă**, prezente în general la baza teraselor sau la baza

Scanned with OKEN Scanner

loess-ului în Dobrogea, de obicei fiind captate în cişmele. În sfârşit, **izvoarele de sol** sunt prezente în regiunile montane înalte, ele apărând la baza solului subţire şi în contact cu un strat impermeabil. Acţiunea geologică a acestor izvoare se manifestă prin eroziunea mecanică de dizlocare a particulelor fine din rocile pe care le traversează sau prin acţiunea de dizolvare a rocilor solubile prin care trec. Aceste produse de eroziune sunt transportate în continuare la zi pe traseul de scurgere a izvoarelor şi depuse sub formă de pelicule pe suprafaţa rocilor sau pe valea de scurgere a izvoarelor.

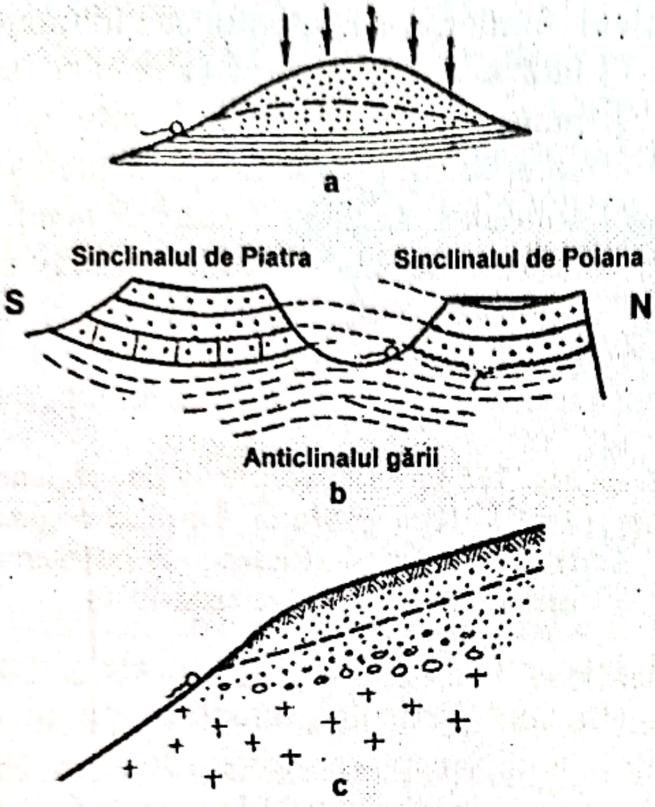


Fig. 163 Profile reprezentând trei tipuri de izvoare descendente : de strat (a), de sinclinal şi anticlinal (b), de sol (c) (după V. Lăzărescu, 1980).

- **Izvoarele ascendente** sunt legate de stratele (pânzele) acvifere captive (Fig. 160 - 2), fiind amplasate în lungul unor falii sau crăpături neetanşe (drenate), sau apar pe capetele de strate la cote mai scăzute decât zonele de alimentare. Apa se ridică pe traseul fracturilor sau faliilor datorită presiunii de strat şi apare la zi tinzând către cota nivelului hidrostatic (n.h.) a zonei respective. Ca exemplu, menţionăm regiunea cu izvoare ascendente de la Herculane (Fig. 164).

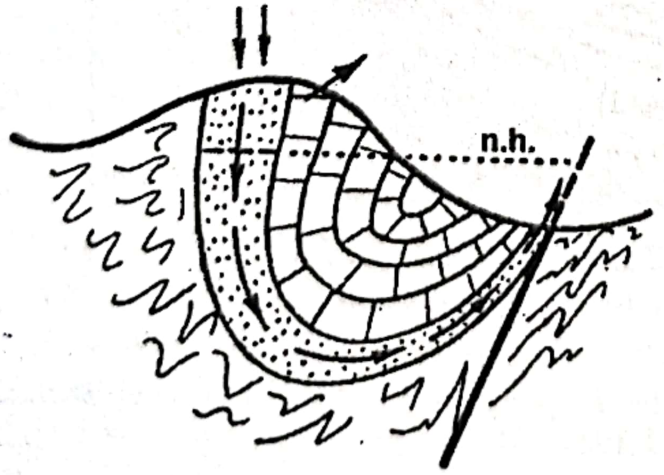


Fig. 164 Secţiune geologică transversală schematică prin regiunea Herculane, ilustrând un izvor ascendent (după Gr. Răileanu şi Pauliuc, 1969, fide V. Lăzărescu, 1980).

Scanned with OKEN Scanner

Un exemplu asemănător este Izvorul Uriaş din Cehia, de la Teplice (Fig. 165), ce este alimentat pe o falie de către apa subterană colectată de la un nivel mai înalt în porfirele fisurate din Munţii Metaliferi (Hrušne Hory). Izvoarele, care în general urcă pe traseul faliilor, a crăpăturilor sau în foraje fără a depăşi suprafaţa solului, se numesc **izvoare ascensionale**, cele care se ridică deasupra suprafeţei solului, tinzând către nivelul hidrostatic care este mai sus, se numesc **izvoare arteziene** (ţâşnitoare).

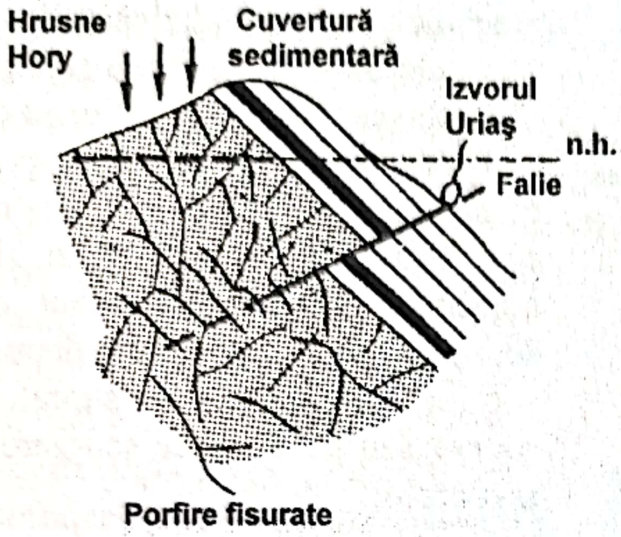


Fig. 165 Profil reprezentativ prin regiunea Teplice (Cehia) pentru a explica originea Izvorului Uriaş (Riesenquelle), puternic ascendent (fide V. Lăzărescu, 1980).

Ambele categorii intră în tipul izvoarelor ascendente. Primele puţuri arteziene au fost forate la Artois (Bazinul Parisului, Franţa), apa fiind ţâşnitoare, cantonată în nisipurile verzi, captive între două strate impermeabile: argilele de Gault (Albian superior) ce se află la cota de 600 m sub Paris şi marnele baremiene ce se află la baza acestor nisipuri. Suprafaţa piezometrică se găseşte la + 130 m în Champagne (Fig. 166). După numele acestei regiuni clasice, toate izvoarele ţâşnitoare se numesc **arteziene**.

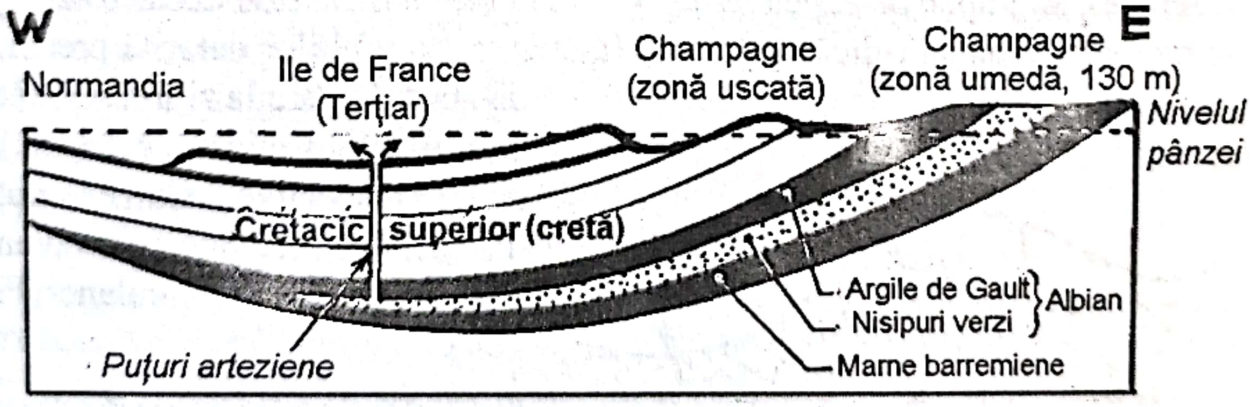


Fig. 166 Dispoziţia pânzei arteziene din nisipurile verzi albiene la centrul Bazinului Parisului (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

O categorie aparte de izvoare ascendente o constituie vulcanii noroioşi (salse). La noi în ţară ele se numesc şi **pâcle** (Pâclele Mari şi Pâclele Mici,

între Berea şi Arbănaşi din apropierea Buzăului) sau **pufne** sau **fierbători** (Bălteni, nordul Olteniei). Aceste izvoare provin din pânzele subterane acvifere, amestecate cu noroi argilos sau marnos din zăcămintele de petrol pe cale de degradare.

Apa circulă pe falii sau crăpături ce deschid zăcămintele de hidrocarburi, iar împingerea către suprafaţă a acestui amestec apă - noroi - produse petroliere degradate este făcută de gazele din zăcămintele de petrol. Noroiul se revarsă la suprafaţă, alcătuind conuri de 2-3 m înălţime şi de aici denumirea populară de „vulcani noroioşi". Regiuni clasice de **salse** se găsesc în peninsula Apşeron, regiunea Baku unde pe linia tectonică Lok-Batan-Puta apar conuri de peste 200 m înălţime şi în care se găsesc şi fragmente din calcarele jurasice din fundamet.

11.3. Gheţarii şi funcţiile lor geologice

Zăpada ce cade anual în regiunile reci şi temperate poate să se acumuleze de la an la an în zonele zăpezilor permanente, care există în toate continentele în afară de Australia. Aceste zone cu zăpezi veşnice pot fi cantonate la nivelul mării în regiunile polare, se ridică treptat în zonele temperate, cum ar fi Europa centrală până la 2.700-3.000 m altitudine, şi în regiunile calde la altitudini de 5.000-6.000 m ca în Africa, în masivele Kenya şi Kilimandjaro, sau în America de Sud în masivul Anzilor ecuadorieni. În general gheţarii iau naştere acolo unde temperatura medie anuală este în jur de 0 °C, iar precipitaţiile sunt suficient de bogate. O statistică mai precisă, cu exemple cunoscute, arată că limita în altitudine a zăpezilor persistente sau linia de echilibru variază în funcţie de latitudine, orientarea versanţilor, abundenţa precipitaţiilor şi alte condiţii locale precum direcţia şi viteza vânturilor calde. Această limită se plasează între 0 şi 600 m altitudine în regiunile polare şi subpolare (Svalbard, Groenlanda, Patagonia), 1.500 m în Norvegia şi Alaska meridională, 2.800 m la 3.100 m în Alpi, 4.300 m la 5.200 m în Himalaia, 5.400 m la 5.800 m la Ecuator (Africa şi Anzi). Suprafaţa ocupată de zăpezile persistente şi de gheţari este de ordinul a 15 milioane km^2 sau în jur de a zecea parte din suprafaţa continentelor. Această suprafaţă depăşeşte de 30 ori suprafaţa Franţei şi reprezintă 98,5 % din totalul de apă dulce de pe glob. Volumul total de gheaţă este în prezent de $30 \cdot 10^6$ km^3, adică 6 milioane m^3 per locuitor şi atinge $75 \cdot 10^6$ km^3 la maximum de glaciaţie.

Scanned with OKEN Scanner

În regiunile montane, datorită excesului de zăpadă anuală, precum şi a pantelor abrupte ale reliefului, zăpada stocată depăşeşte limita de stabilitate şi alunecă gravitaţional pe pante sub formă de avalanşe. Avalanşele pot fi de suprafaţă, care se declanşează instantaneu, indiferent de timp şi afectează numai stratul proaspăt (afânat) de zăpadă, şi avalanşe de fund, care afectează zăpada persistentă, veche. Acestea din urmă se produc în special primăvara, când timpul se încălzeşte şi urmează adesea trasee fixe (culoare de avalanşe). Deplasarea zăpezii în avalanşe poate fi glisantă sau rulantă.

În zonele de platouri continentale, mai ales în apropierea regiunilor polare, zăpada acumulată peren suferă treptat tasări şi recristalizări, care o transformă într-o stare de trecere spre gheaţă numită **firn** sau **nevée** (termeni elveţieni internaţionalizaţi), ceea ce ar corespunde zăpezii măzărate. Ulterior această zăpadă măzărată se transformă în gheaţă propriu-zisă. Gheaţa în mase mari are proprietatea de plasticitate, tinzând să curgă ca şi apa, dar cu viteză mult mai redusă, cu crăpături specifice curgerii denumite **crevase**, având aspectul literii „V" în secţiune. Aceste mase de gheaţă curgătoare alcătuiesc gheţarii. După locul de origine şi aspect morfologic, gheţarii sunt de următoarele tipuri:

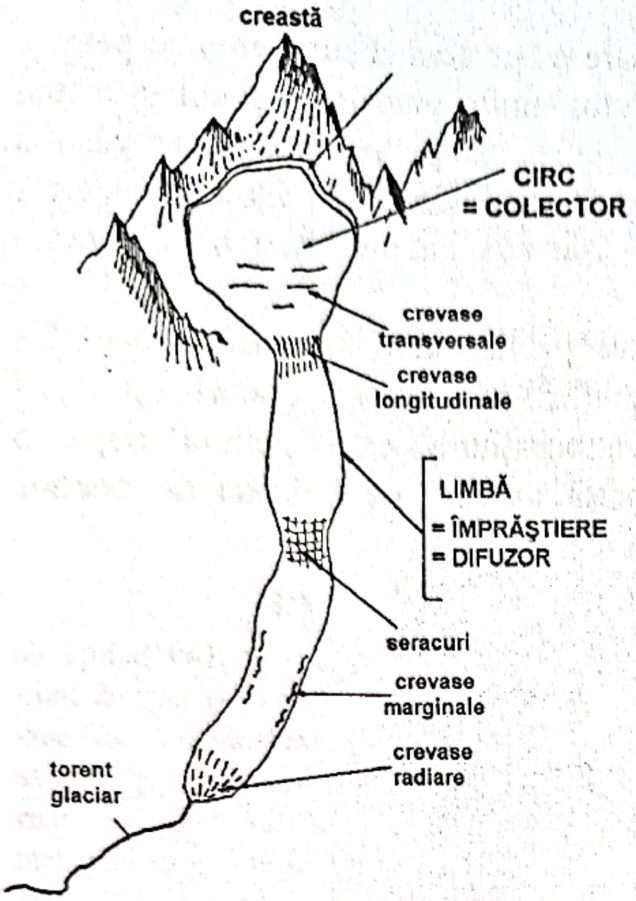
- gheţari alpini (de vale);
- gheţari de platou (norvegieni);
- gheţari continentali (inlandsis);
- banchize (gheţari marini).

Gheţarii alpini sau gheţarii de vale sunt tipici în Munţii Alpi, fiind prezenţi în majoritatea marilor masive montane de pe glob. Între aceşti gheţari amintim gheţarul Aletsch (Foto 14), de 33 km lungime, cel mai mare din Alpi, gheţarul Baltoro de 70 km lungime din Masivul Karakorum, gheţarul Hubbard din Alaska de 120 km lungime, ultimul cel mai lung din lume exceptând gheţarii din Antarctica, adevărate fluvii curgătoare pornind din calota glaciară. La un gheţar alpin deosebim următoarele părţi componente:

- **Circul glaciar** sau colectorul, aflat la altitudine înaltă, cu o formă rotundă sau ovală, scobită, ce reprezintă câmpul de colectare a gheţii (Fig. 167). Pe marginea circului, la contactul cu masivul montan, gheaţa la suprafaţă prezintă crevase de distensiune denumite **rimaye**, zonă de unde începe decolarea gheţii.

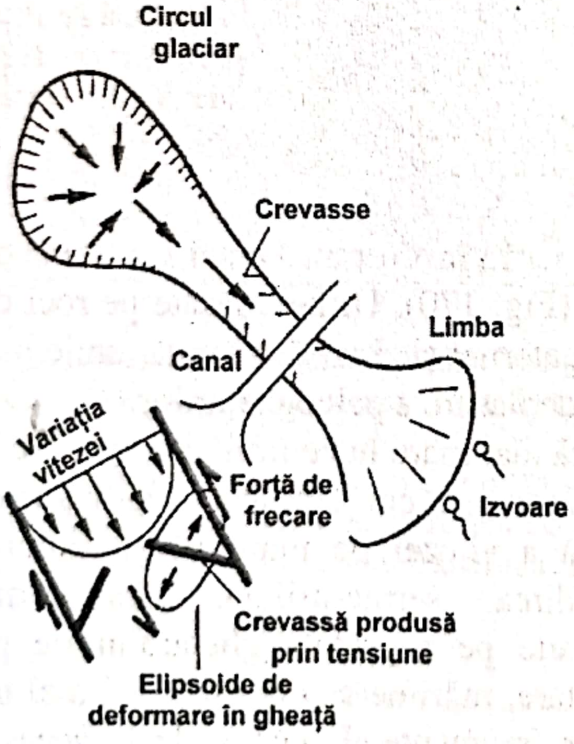
- **Valea de curgere a gheţarului** porneşte din acest circ. Ea mai poartă denumirea de **disipator** sau **difuzor**. Valea este îngustă iar gheaţa care se află la contactul dintre circ şi începutul văii are pe suprafaţă crevase

Scanned with OKEN Scanner



trasversale. În continuare, crevasele pot fi longitudinale, iar pe margini, la contactul văii cu rocile montane, crevasele sunt diagonale în formă de „V" cu vârful spre amonte. Acestea separă în centrul văii blocuri ascuţite de gheaţă denumite **serrac-uri** (Fig. 168). Valea glaciară are formă de „U" (Foto 15), ceea ce o separă morfologic de văile râurilor ce au formă de „V".

Fig. 167 Diferite părţi ale unui gheţar alpin şi diverse tipuri de crevase (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).



Limba este zona finală a văii glaciare, evazată, zonă în care gheţarul se topeşte (Fig. 168). În această zonă crevasele devin radiare, iar din limbă pornesc izvoare sau torente glaciare prin topirea gheţii. Gheţarii alpini au efecte geologice importante asupra rocilor prin fenomenele de eroziune, transport şi sedimentare.

Fig. 168 Schiţa de plan a elementelor unui gheţar alpin cu detalierea unei zone din canal pentru a reprezenta variaţia vitezei de curgere a gheţarului şi pentru a explica, aplicând noţiunea elipsoidului de deformare supus la un cuplu, de ce crevasele apar diagonale şi îndreptate spre amonte în centrul canalului (după V. Lăzărescu, 1980).

Eroziunea glaciară are un efect de geluire sau rabotaj asupra rocilor, de aceea poartă şi denumirea de **exhoraţiune**. Această eroziune depinde mai ales de presiunea dată de gheţar, adică de masa de gheaţă, deci de grosimea

Scanned with OKEN Scanner

gheţii şi mai puţin de viteza de deplasare a acesteia. Fenomenul se petrece mai ales pe valea principală a gheţarului, unde grosimea gheţii este mai mare. Gheţarii secundari nu reuşesc să-şi erodeze pe verticală valea până la nivelul gheţarului de pe valea principală şi de aceea, după topirea acestor gheţari secundari, văile lor rămân ca „văi suspendate" la gura cărora se produc cascade (Fig. 169).

Exhoraţiunea se produce atât în conul glaciar cât şi în valea glaciară. Ca urmare, pe rocile din bază rămân şanţuri adânci sau uneori zgârieturi paralele. Suprafaţa rocilor supuse exhoraţiunii este geluită după o succesiune de forme rotunjite, ce poartă numele de **spinări de berbec** (*roches moutonées*).

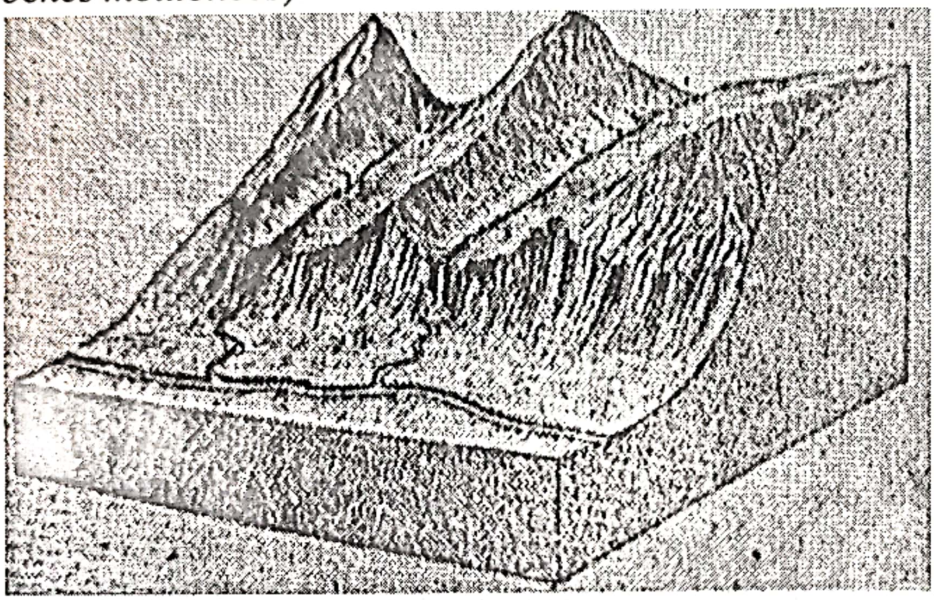


Fig. 169 Schiţă de bloc-diagramă indicând două văi suspendate, provenite din doi gheţari afluenţi celui plasat odinioară pe valea principală cu profil în U (după Fr. Press şi R. Siever, 1974, fide V. Lăzărescu, 1980).

Valea de gheţar are formă de jgheab, iar în profil transversal are formă de „U" cu pereţii verticali destul de înalţi (Fig. 170). Urmele lăsate pe roci de şanţurile şi zgârieturile gheţarilor din Cuaternar şi chiar din formaţiunile mai vechi au permis stabilirea direcţiilor de deplasare a paleogheţarilor.

Transportul glaciar se face cu o viteză mai mare în centrul gheţarului, cca 1-2 m pe zi. Deplasarea gheţarului se face prin curgere, având un caracter mixt, plastic (prin scăderea parabolică a vitezei pe margini) şi ruptural (formarea crevaselor şi îngrămădirea serrac-urilor). Transportul fragmentelor de roci erodate sau căzute pe suprafaţa gheţarului de pe versanţi nu se face prin clasare sau sortare, mărime sau densitate şi nici nu provoacă rularea sau rotunjirea acestor fragmente. Excepţie de la această regulă o face procesul de zdrobire şi rulare a morenelor de pe fundul canalului văii în care se deplasează gheţarul.

Sedimentarea glaciară se produce la finele văii glaciare, la capătul limbii de gheaţă, unde tot materialul transportat reprezentat prin morenele

Scanned with OKEN Scanner

de suprafaţă, laterale, de fund şi parţial cele mediane alcătuiesc **morena frontală**. Depozitele din morena frontală sunt foarte neuniforme granulometric, cu elemente nerotunjite, depuse haotic (blocuri, pietre, argile, nisipuri), de culoare cenuşie, fără fosile frecvente, exceptând sporii şi polenul din regiunea înconjurătoare şi uneori cu schelete sau corpuri întregi de mamuţi (în cazul sedimentelor pleistocene). Asemenea sedimente se numesc „argile cu blocuri" sau **till-uri** sau **tillite** (depozite vechi cimentate). Acest termen canadian a fost internaţionalizat (Fig. 171).

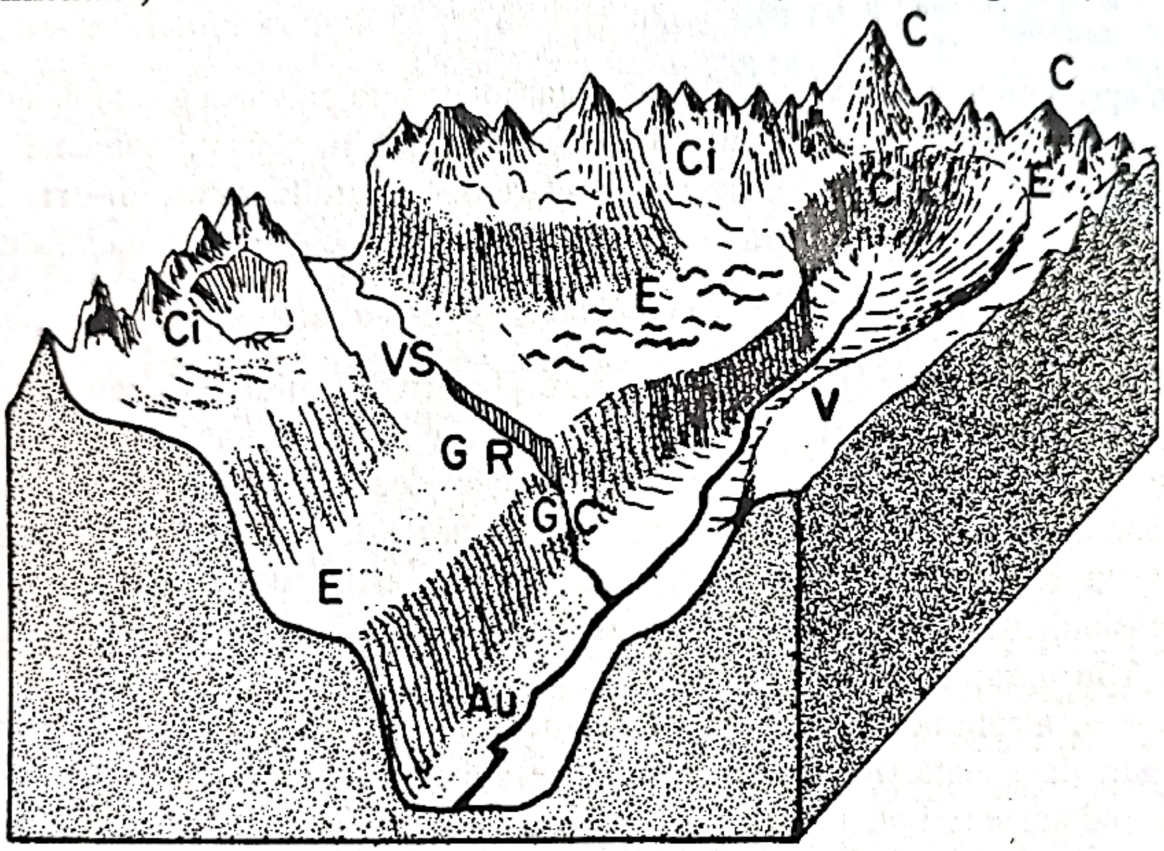


Fig. 170 Profil transversal al unei văi glaciare. Remarcaţi prezenţa rocilor „spinări de berbec" pe parapete (E) care corespund unei văi dintr-o glaciaţie anterioară. Ombilicurile de circuri glaciare vechi, suspendate, sunt ocupate de lacuri. A. vale glaciară; C. creste; Ci. Circuri; E. Parapete (terase) rezultate în urma întrepătrunderii văii actuale într-o altă vale mai veche şi mai largă; GC: treaptă de racordare cu canalul de scurgere; V. platou de închidere a văii glaciare (după Derruau, 1988, modificată de Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Aceste morene frontale barează uneori valea gheţarului după retragerea acestuia şi după topirea sa, formând în spate un lac în care se pot depune **argile cu varve** (termen suedez). Varvele sunt depozite argiloase vărgate, cu dungi negricioase depuse iarna şi cu intercalaţii de dungi albicioase depuse vara.

Scanned with OKEN Scanner

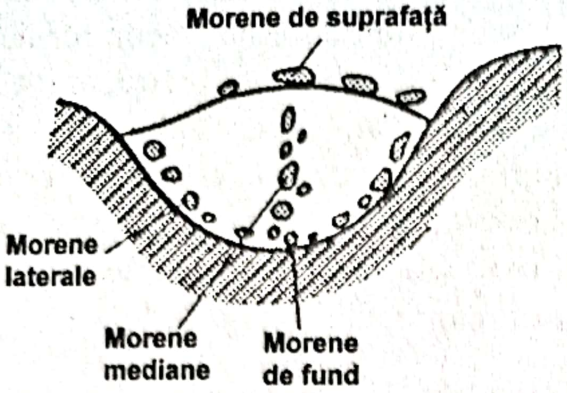


Fig. 171 Secţiune transversală schematică a unui gheţar alpin cu tipurile principale de morene transportate (după V. Lăzărescu, 1980).

În apropierea morenei frontale sau chiar în amonte pe valea glaciară, sunt depuse numeroase movile, alcătuite din material morenaic, ovoidale şi alungite în sensul de deplasare a gheţarului denumite **drumlin-uri**. În „argilele cu blocuri" sunt mici depresiuni (găuri) ocupate cu mici lacuri denumite **söle** (în regiunea Brandenburg).

Gheţarii de platou (norvegieni). Între gheţarii alpini şi cei continentali există un tip intermediar, gheţarii de platou, ce sunt instalaţi pe suprafeţe puţin înclinate sau chiar orizontale, situate deasupra limitei zăpezilor persistente. Gheţarul Mont-de-Lans (Dauphiné) este un bun exemplu de acest tip la scară redusă. Un alt exemplu de astfel de gheţari, dar de dimensiuni mai mari, este pe platourile norvegiene, unde sunt câmpuri de gheaţă în apropierea limitei zăpezilor persistente ce se întind pe zeci de kilometri, alcătuind aşa-numitele **field-uri** (norv. *fjeld*). Limbi din aceste câmpuri de gheaţă (*icefjelds*) coboară pe văi suficient de bine alimentate alcătuind adevăraţi gheţari de vale. Local, aceşti gheţari se numesc **brae** sau **iceström** şi sunt purtători de morene.

Gheţarii continentali (indlandsis = calote glaciare). Două mari regiuni de pe glob sunt acoperite de gheţari continentali (indlandsis), Groenlanda şi Antarctica. Gheaţa din calota glaciară a Antarcticii este stratificată ca oricare sediment. Probe dintr-un foraj de 2.000 m adâncime, arată o vârstă a gheţii de 20.0000 ani şi se estimează o vârstă de 60.0000 ani pentru probele ce vor proveni dintr-un foraj de 4.000 m adâncime. Aşadar, gheaţa din Antarctica cuprinde materiale cosmice (micrometeoriţi, iridium), vulcanice (cenuşe), atmosferice (variaţii ale conţinutului de CO_2 şi raportul izotopic al oxigenului, legat de climat) şi atomice (explozii de bombe, accidente ale centralelor nucleare ca cea de la Cernobîl din 1986). În acest fel, calotele glaciare sunt arhivele trecutului recent al Pământului.

Scanned with OKEN Scanner

În Groenlanda calota glaciară este imensă, având o suprafaţă de 1.600.000 km^2, cu o grosime de mii de metri, ce acoperă întreaga insulă. Altitudinea calotei atinge 3.000 m. La margine, în zonele de coastă, gheaţa permite individualizarea de gheţari de vale (iceström). Pe platoul continental, calota glaciară ocoleşte o serie de martori stâncoşi de roci denumite **nunatak-uri**. Fruntea acestor calote glaciare ajunge în mare, din care se detaşează blocuri de gheaţă flotante denumite **aisberguri** (iceberg-uri) (Foto 16). Studiul calotelor glaciare actuale, al dinamicii lor şi al tuturor caracteristicilor complexe pe care le manifestă ne dă o imagine a calotei glaciare cuaternare şi a acţiunii acesteia asupra regiunilor continentale pe care le-a acoperit (Fig. 172).

Aisbergurile aduc de pe continent blocuri mari de stânci, de roci diferite pe care le depun în mare, denumite **blocuri erratice** (blocuri rătăcitoare) (Fig. 173). Ele se întâlnesc şi în câmpia Nord Europeană, fiind diferite ca alcătuire faţă de rocile din jur (granite, gneisse), de aceea sunt considerate roci exotice, fiind protejate ca monumente ale naturii. Aceste blocuri eratice au fost aduse din Scandinavia de calota glaciară, care a acoperit şi Nordul Europei, în Cuaternar, iar după topirea gheţii aceste blocuri au rămas în locul unde au fost transportate. Alteori, în urma calotelor glaciare, rămân dealuri alungite, sinuoase, lungi de mai mulţi kilometri, largi de zeci de metri şi cu înălţimi de 5-40 m. Sunt alcătuite din tilluri stratificate, cu galeţi striaţi, nisipuri, mâluri, având aspect rubanat. Ele se numesc **eskers** sau **ösar** (singular, ös). Acestea au reprezentat vechi torenţi subglaciari sau torenţi la zi, dar între pereţi de gheaţă, sau ultimele stadii de evoluţie a torenţilor. **Känu-urile** sunt dealuri izolate, ascuţite, reprezentând forme deltaice ce pot evolua către eskers-uri. Asemenea valuri deluroase repetate pot fi întâlnite în Ucraina între Kiev şi Rovno. Gheţarii continentali dau şi unele forme structurale superficiale, ca cele din nordul regiunii Kanev din Ucraina.

Banchizele. Banchizele provin din îngheţarea apei marine. Îngheţarea se produce în jur de -2^{0}C, gheaţa fiind alcătuită din apa dulce de la suprafaţa apei marine (apa sărată se separă de gheaţă). Gheaţa, fiind puţin conducătoare, constituie un adevărat ecran calorifug. Banchiza (**pack**) este un agregat final din sloiuri elementare de gheaţă (**floes**) ce nu atinge o grosime mai mare de câţiva metri. Banchizele sunt diferite de adevăratele aisberguri. Ele constituie un excelent reflector care contribuie la întreţinerea unei temperaturi relativ scăzute la suprafaţă (albedo, de 85% din luminozitatea şi căldura primite de la soare). Aceste banchize menţin o temperatură scăzută în zona Arctică, puţin peste temperatura medie,

Scanned with OKEN Scanner

suficientă pentru a face din această zonă o legătură între continent şi mare, zonă accesibilă deplasării omului şi animalelor polare. În ultimii 100 de ani se constată un recul precoce al banchizelor, fenomen ce contribuie şi la descreşterea glaciaţiei continentale.

Vechi glaciaţiuni. Numeroase perioade glaciare mari se recunosc în istoria Pământului după existenţa morenelor consolidate sau a tillitelor, precum şi după suprafeţele glaciare striate de pe blocurile eratice sau *roches moutonées*.

Glaciaţiile mai însemnate s-au produs în perioadele:

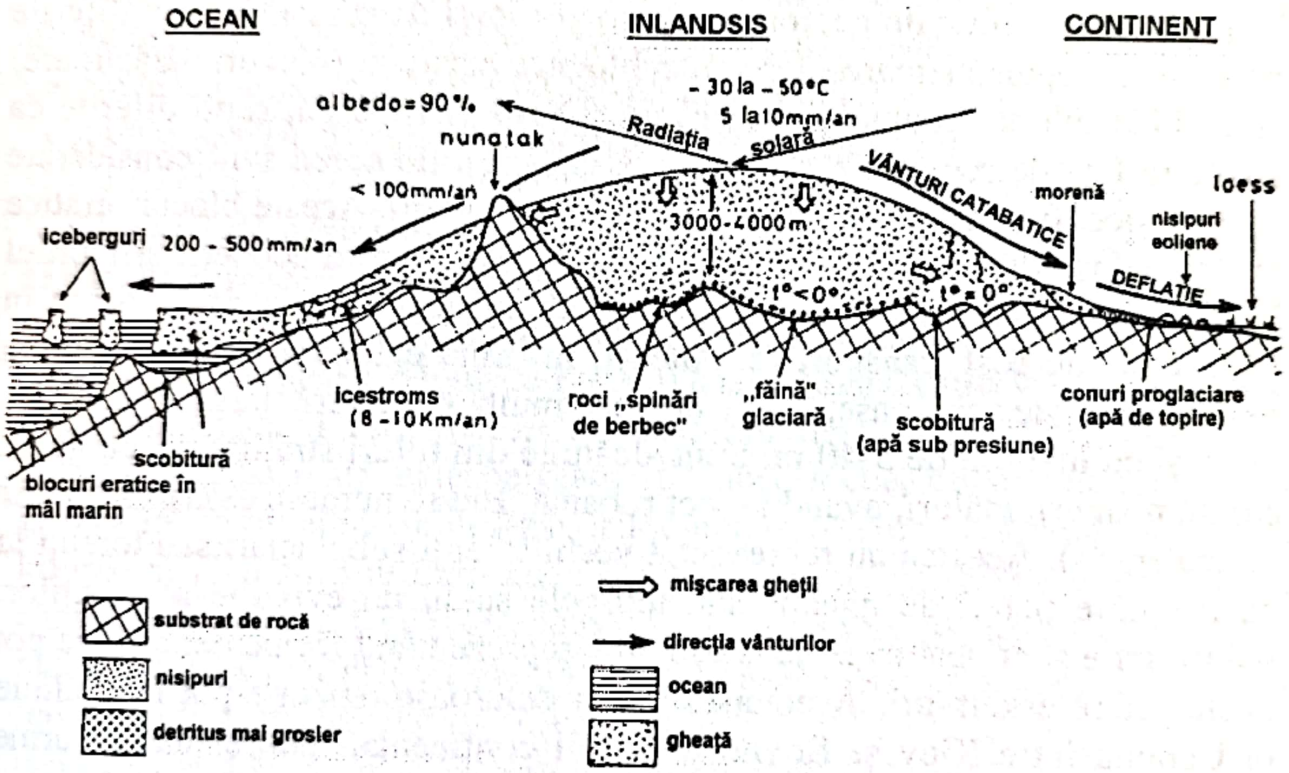


Fig. 172 Schema reprezentativă a dinamicii unui inlandsis. Un inlandsis depinde de condiţiile climatice particulare (continentalizare, temperaturi, precipitaţii, vânturi) care impune forma sa şi extensia sa. Acestea definesc condiţiile de curgere a gheţarului, eroziunea substratului şi transportul de încărcătură detritică, care sunt foarte diferite atunci când gheţarii se deplasează spre ocean (la stânga) sau spre o bordură continentală (la dreapta). Albedo: procentajul de lumină solară reflectată. Vânturi catabatice: vânturi cu componenta verticală descendentă (după Rognon şi Miskovsky, fide Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

- Proterozoic inferior în America de Nord;
- Precambrian şi Cambrian pe toate continentele în afară de Antarctica;
- Ordovician superior şi Carbonifer terminal - Permian în Africa şi America de Sud, continente ce erau sudate (Gondwana);

Scanned with OKEN Scanner

- Neogen şi Cuaternar. Începutul glaciaţiei a fost la limita Eocen-Oligocen (fenomen reflectat printr-un recul brusc al florei calde din Europa şi avansarea celei reci), s-a accentuat în Miocenul mediu şi a ajuns la maximum în Pleistocen, la altitudini ridicate (Pământul avea aproape configuraţia actuală).

Fig. 173 Un bloc erratic bine conservat: Gros Caillou (Piatra Mare), în colinele Croix-Rousse la Lyon (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

În zona alpină a Europei s-au separat mai multe faze glaciare pleistocene: **Donau**, **Günz**, **Mindel**, **Riss** şi **Würm**. Acestea au alternat cu faze interglaciare de topire parţială a zăpezilor şi gheţarilor şi cu unele ridicări eustatice ale nivelului mării. În nordul Europei şi în Scandinavia glaciaţiunea a fost de asemenea extinsă, cele mai importante faze glaciare care au ocupat zonele cele mai mari din Europa au fost Riss şi Würm. Cauzele acestor glaciaţiuni nu sunt întrutotul elucidate. Sunt avansate ipoteze legate de variaţia CO_2 în atmosferă, de deschiderea legăturilor între Oceanul Arctic şi Oceanul Antarctic, de variaţii pulsatorii ale înălţimii continentelor, de fenomenul de precesie a echinocţiilor etc. Este posibil ca în succesiunea marilor glaciaţiuni (la 220-230 milioane ani) să fi intervenit şi o cauză externă, legată de intensitatea activităţii soarelui (activitatea pulsatorie, ce a creat subcicluri în fiecare glaciaţiune cuaternară). La noi în ţară sunt urme ale glaciaţiunii cuaternare în zonele montane de peste 1.300-1.400 m. Astfel, circuri şi lacuri glaciare se întâlnesc în Munţii Rodnei (Lacurile Bila şi Lala), în Munţii Bucegi (Valea Cerbului), în Munţii Făgăraş (Lacul Bâlea), în Munţii Retezat (Lacurile Bucura, Galeşu, Tăul Negru ş.a.).

Scanned with OKEN Scanner

Fenomene periglaciare

Fenomenele periglaciare sunt legate de calotele glaciare vechi sau actuale, cele cuaternare fiind prezente în Europa centrală şi nordică, în regiunea arctică (Alaska) şi în regiunile montane înalte. Atunci când temperatura medie anuală este inferioară la -2^0C, solul rămâne îngheţat în adâncime, devenind impermeabil. Acest strat profund denumit **pergelisol, tjäle** sau **permafrost,** ce poate depăşi 100 m grosime, explică existenţa mlaştinilor în tundră, deoarece apa nu se poate infiltra în adâncime. Trebuie să menţionăm aici că îngheţul rocilor are ca rezultat fragmentarea acestora, denumită **gelifracţia** sau **crioclastia**, care în zonele calcaroase se manifestă prin acumularea unor formaţiuni îngheţate sub rocă.

Fig. 174 Fenomene de crioturbaţie în calcarele argoviene de la Puy-Louchard (Viena). De-o parte şi de alta a unei „celule de convecţie" cu concavitatea îndreptată spre partea superioară, pietrişurile sunt cu energii ridicate. Apariţia lor la suprafaţă (înainte de formarea unui sol brun de climat temperat) conturează laturile unui poligon (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

În terenurile orizontale, dezgheţul superficial de primăvară duce la formarea la suprafaţă a unui sol foarte instabil, umplut (saturat) cu apă, denumit **mollisol**. Toamna, gheaţa din mollisol progresează spre suprafaţă către **pergelisol** şi favorizează creşterea în volum a apei care îngheaţă. Iau naştere astfel tensiuni şi mişcări de tip celule de convecţie, materializate prin rearanjarea la exterior a pietrelor în suprafeţe aparent poligonale formând **solurile poligonale**. Alături de acestea, în adâncime iau naştere mici pliuri, festoane, interpenetrări de strate, prin involuţie sau injecţii de tip microdiapir. Sub suprafaţa unor soluri poligonale iau naştere excrescenţe de gheaţă, denumite **hidrolacolite** sau **pingos**. Fuziunea acestora dă naştere la

adevărate bălţoace îngheţate numite **mares** sau **mardelles**, care se întâlnesc în regiunile cu climat temperat (Brie, Orléans). (Fig. 174 şi Fig. 175).

Alternanţa îngheţ-dezgheţ dă naştere la fisuri în pană (*fentes èn coin*), în care nisipurile, prafurile şi chiar roci moi sau dure sunt fisurate, iar apa îngheţată curge, pătrunzând ca o pană în aceste fisuri creând tensiuni ce duc la ondularea sau plisarea acestora la contactul cu fisura (Fig. 176). Asemenea fenomene pot fi observate în Alpi şi Pirinei, la altitudini de peste 2.000 m şi în alte regiuni. Pe pante, solurile poligonale se aranjează în **soluri striate**, fenomen denumit **crioreptaţie** , iar mollisolul curge chiar pe o pantă uşoară, prin procesul de **solifluxiune** sau **gelifluxiune**, dând naştere la crochete sau soluri de solifluxiune.

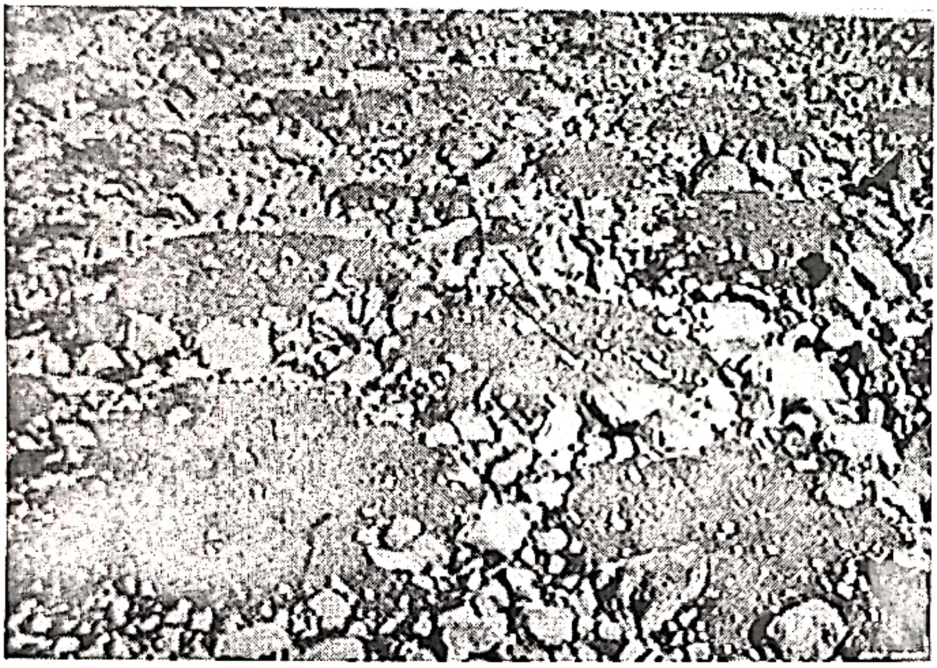


Fig. 175 Sol poligonal (Alaska) ilustrând dispoziţia pietrelor de deasupra celulelor de convecţie (diametrul poligoanelor este de aprox. 50 cm) (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Astfel, pantele se îndulcesc progresiv, fenomen denumit **crioplanaţie**. În acest fel iau naştere văi asimetrice, în care versantul cu panta mai mică poate fi afectat de solifluxiune, fiind concordant cu structura, în timp ce versantul opus, perpendicular pe structură, este abrupt, cu strate deschise la zi, care nu au suportat fenomene de solifluxiune.

În concluzie, rolul geologic al gheţarilor în comparaţie cu cel al apelor curgătoare este limitat, dar nu trebuie minimalizată capacitatea lor de eroziune, transport şi sedimentare în regiunile montane.

În zonele periglaciare au luat naştere depozite niveo-eoliene, un amestec de zăpadă şi praf fin, transportat deopotrivă de vânt şi de gheaţă, fără ciment, aride, denumite **loess**. Asemenea depozite sunt cunoscute şi remarcate în jurul calotelor glaciare cuaternare. Pe de altă parte, nu se poate

Scanned with OKEN Scanner

înţelege morfologia regiunilor de la latitudini medii din Europa şi America, fără a face apel la fenomenele periglaciare, la scara timpului geologic şi în special la ultima glaciaţie (Würm).

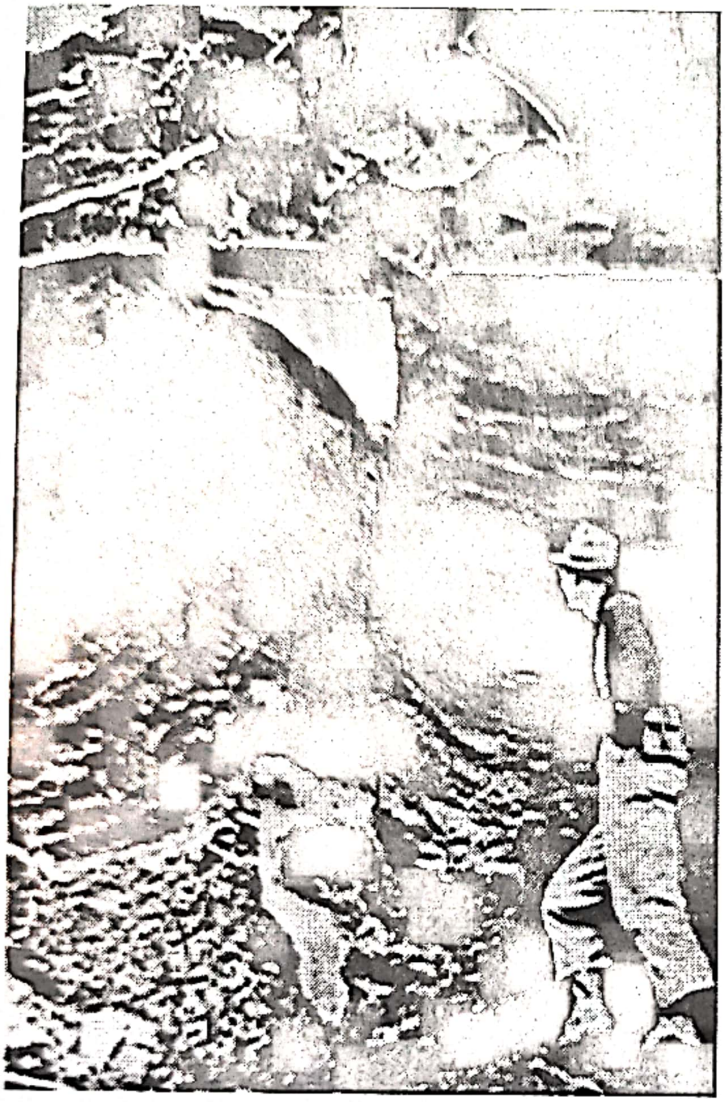


Fig. 176 Un con de gheaţă în Alaska. Este o fisură inactivă întrucât prezintă suprafaţa superioară trunchiată acoperită de nămol; această zonă mâloasă corespunde unei zone dezgheţate în vară. Conul de gheaţă este situat într-un mâl parţial eolian, urât mirositor din cauza bogăţiei în materie organică, local numit *muck*. Dezvoltarea sa, atunci când sistemul este activ, schimbă direcţia stratelor de mick şi se observă că stratele de creştere sunt paralele la marginile conului. După topire şi reumplere, ansamblul capătă aspectul unei rădăcini de furuncul (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

11.4. Acţiunea geodinamică a mării

Domeniul marin care este reprezentat prin zonele de margini continentale şi prin mările interioare, închise, este principalul răspunzător de geneza formaţiunilor sedimentare. Acţiunea geodinamică a mării asupra continentului se manifestă de asemenea prin cei trei factori importanţi: eroziunea, transportul şi sedimentarea.

11.4.1. Eroziunea marină. Eroziunea marină se manifestă, în principal, prin acţiunea mecanică a valurilor de izbire a marginilor continentale (ţărmurilor). Valurile dezvoltă uneori presiuni dinamice foarte puternice (mecanice) ce pot avea valori şi de 30.000 dN/cm^2. Apa mării acţionează asupra rocilor şi prin acţiunea chimică de dizolvare. Acestor

Scanned with OKEN Scanner

factori activi de eroziune li se opune rezistenţa rocilor din ţărmuri, relieful coastelor şi structura geologică a acestora. Rezistenţa rocilor la eroziune depinde foarte mult de gradul lor de solubilitate şi rezistenţa la frecare. Aici intervine şi vârsta geologică prin aceea că rocile mai vechi sunt, în general, mai puternic cimentate, mai dure, deci mai rezistente la eroziune.

Relieful, care este rezultatul în mare parte al eroziunii continentale, are un rol important în alcătuirea ţărmurilor ce se opun acţiunii puternic abrazive a valurilor. În cazul în care relieful ţărmului este lin, cu înclinare spre mare pe care valurile înaintează (amer. *surf*), consumându-şi prin frecare energia cinetică pe o mare suprafaţă, eroziunea este lentă. În cazul în care ţărmul prezintă faleze înalte de care se sparg cu putere valurile (franc. *ressac*), energia acestora este îndreptată în totalitate pentru distrugerea bazei falezei. Eroziunea în această situaţie este foarte puternică (Fig. 177; Foto 17).

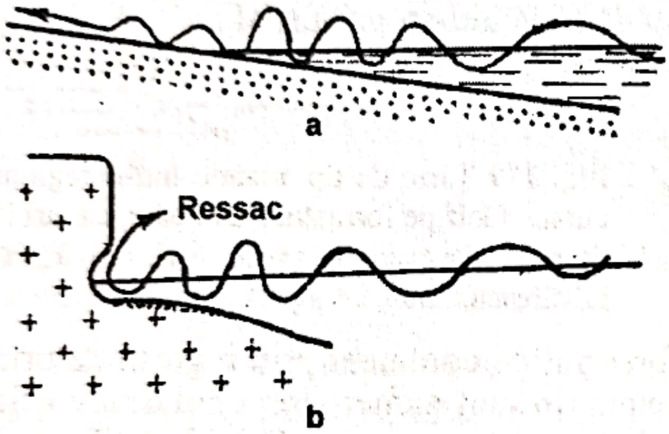


Fig. 177 Ţărmuri cu plaje (a) pe care valurile îşi sting energia treptat prin frecare şi ţărmuri cu faleze (b) activ erodate (după V. Lăzărescu, 1980).

Acţiunea valurilor, în ambele cazuri de eroziune a ţărmurilor, se realizează prin componenta lor perpendiculară pe acestea, în timp ce componenta paralelă cu ţărmul asigură transportul longitudinal şi paralel cu acesta al sedimentelor rezultate în urma abraziunii. Aminteam mai sus că un rol important în eroziunea valurilor îl reprezintă structura geologică a ţărmurilor. Din acest punct de vedere se pot deosebi două tipuri de ţărmuri: pacific şi atlantic.

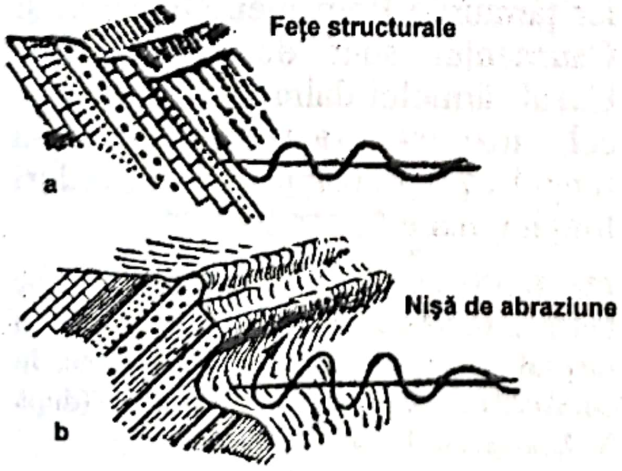


Fig. 178 Ţărm tipic pacific schematizat: strate înclinând spre mare (a) în care apa valurilor se ridică pe feţe structurale cu efect slab de eroziune. Strate cu înclinare spre continent (b) cu formarea rapidă a unor nişe de abraziune prin bătaia valurilor pe capetele de strat şi avansarea activă a eroziunii (după V. Lăzărescu, 1980).

Scanned with OKEN Scanner

În cazul **ţărmului pacific** structura geologică generală are direcţia paralelă cu linia litoralului. Stratele pot însă înclina spre continent, permiţând acţiunea puternică a valurilor pe capetele de strat sau statele pot înclina spre mare sau ocean şi atunci valurile au o acţiune mai lentă de eroziune asupra ţărmului (Fig. 178).

În cazul **ţărmului atlantic** linia ţărmului este perpendiculară pe direcţia structurii geologice. O astfel de situaţie, caracteristică pentru acest tip de ţărm, se întâlneşte în Maroc, unde Munţii Atlas se ridică chiar din zona litoralului. Astfel, zonele anticlinale sunt puternic atacate de valuri, rocile mai vechi şi mai rezistente sunt mai lent erodate favorizând astfel formarea de capuri. În zonele sinclinale cu roci mai tinere şi mai moi, acţiunea de eroziune a mării este mai puternică, formându-se golfuri (Fig. 179 şi fig. 180).

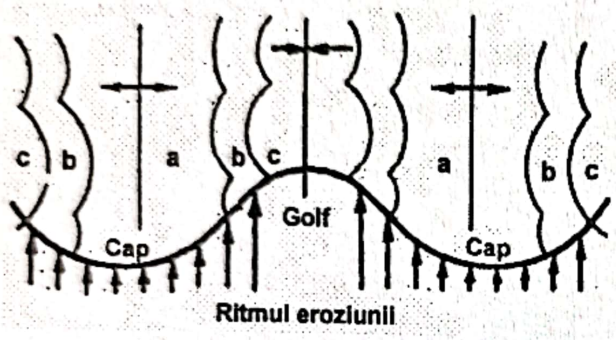


Fig. 179 Ţărm de tip atlantic într-o regiune cutată. Golf pe formaţiunea nouă *c*, capuri în dreptul formaţiunii vechi *a* (după V. Lăzărescu, 1980).

Astfel, marea înaintează diferenţiat pe continent prin ingresiune prin zone înguste şi adânci. Asemenea exemple sunt numeroase, unul dintre cele mai caracteristice fiind structurile faliate din peninsula Calcidică. Ţărmul acesteia este format din trei capuri ca nişte „degete'' alungite, reprezentând trei zone anticlinale (horsturi), acestea fiind Athos, Longos şi Casandra. Acestea sunt separate de două zone sinclinale (grabene), prin care marea a avansat pe uscat, formând golfuri. La fel, în Marea Neagră, litoralul nordic al Turciei este de tip pacific, iar ţărmurile României, Bulgariei şi Caucazului sunt de tip atlantic. Cazul ţărmului dalmaţian reprezintă cel mai interesant exemplu, de-a lungul căruia apar insule şi fiorduri longitudinale.

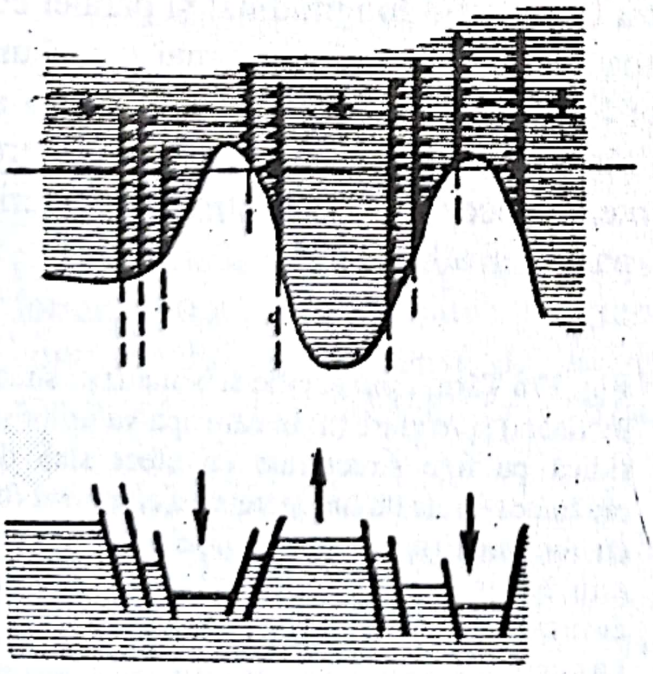


Fig. 180 Schiţa în plan a unui ţărm atlantic (sus) cu structură faliată, formând capuri în dreptul horstului şi golfuri de grabene, în corelaţie cu secţiunea geologică (jos) (după V. Lăzărescu, 1980).

Scanned with OKEN Scanner

Avansarea eroziunii marine asupra continentului se realizează prin formarea unei nişe de abraziune (Fig. 181). Această nişă se formează la nivelul valurilor, ce avansează prin forţa de izbire a acestora, la baza falezei. Faleza, rămânând în surplombă, se prăbuşeşte, rocile căzute sunt măcinate de valuri, iar detritusul este spălat şi transportat în larg. Fenomenul de formare a nişei se repetă, favorizând permanentizarea acţiunii de abraziune a mării asupra ţărmurilor.

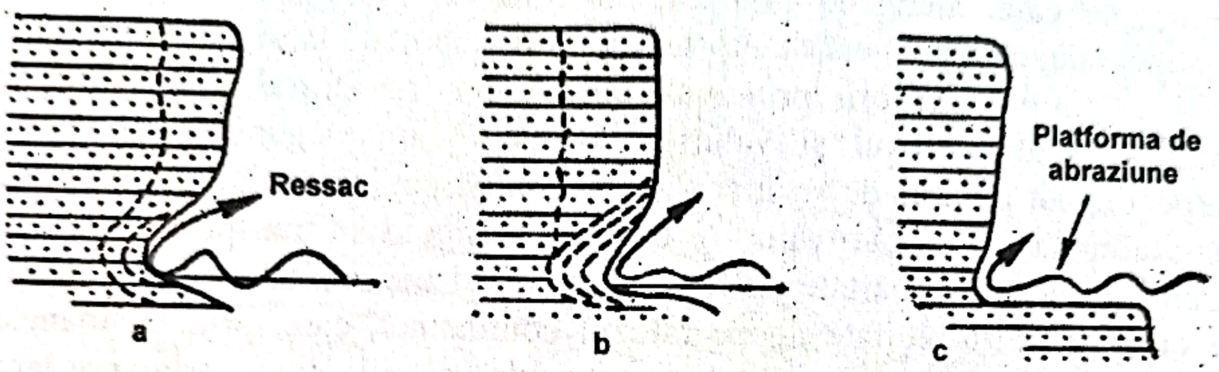


Fig. 181 Ţărm de tip indian cu trei stadii de dezvoltare (a, b, c) a unei platforme de abraziune marină (după V. Lăzărescu, 1980).

Când nivelul mareelor este ridicat, se formează două nişe de abraziune, una la nivelul fluxului, alta la nivelul refluxului (Fig. 182), cum este, de exemplu, ţărmul calcaros din Porto Rico. Rezultă în acest fel o platformă de abraziune marină. Lăţimea acestei platforme este de câteva sute de metri, deoarece valurile îşi pierd energia prin frecare pe ea. În trecutul geologic, transgresiunile marine au reprezentat acţiuni complexe de combinare a abraziunii marine cu scufundarea gradată a marginii continentelor, ceea ce a permis avansarea mării pe suprafaţa platformei de abraziune pe distanţe mult mai mari.

Fig. 182 Formarea a două nivele de nişe de abraziune în regiuni cu maree puternice (după V. Lăzărescu, 1980).

Abraziunea marină afectează fundurile puţin adânci în zonele cu maree importantă şi curenţi submarini. Se creează praguri înalte, adevărate

„aflorimente submarine", cu ravene de detaliu şi o tendinţă de durificare a rocilor prin cimentarea golurilor fine.

11.4.2. Transportul marin

Am menţionat mai sus că prin eroziune marină (abraziune) sau prin eroziune areală (ţărmuri de tip pacific) se produce o cantitate mare de sedimente care, ajungând în mare, în zona de litoral sau pe platforma continentală, este preluată de alţi factori şi transportată la distanţe mari faţă de locul iniţial. Factorii principali ce asigură transportul produselor de eroziune sunt: refluxul şi valurile de fund, care asigură un transport perpendicular pe linia de ţărm şi către larg şi curenţii litorali şi componenta longitudinală de coastă a valurilor oblice, ce asigură un transport paralel cu ţărmul. În zonele depărtate de ţărm, transportul transversal este asigurat şi de curenţii de turbiditate de pe taluzul continental, care, prin canioanele create în acest taluz şi pe pantele abrupte ale acestuia, transportă spre larg cantităţi importante de sedimente, care se sortează pe traseu sau la locul de acumulare, pe care le depun pe câmpia abisală. De multe ori la baza canioanelor din taluz se formează adevărate conuri submarine în evantai, care se interferează între ele formând **glacisuri submarine** la adâncimi de 2.000-4.000 m (Fig. 183). Aportul de sedimente marine nu se realizează numai prin abraziune. O mare cantitate de produse de sedimentare (fracţiune minerală, fracţiune organică fină, debriuri etc.) este transportată de fluvii. Ca importanţi transportatori de sedimente se cunosc Fluviul Galben (Hoang-Ho), sistemul fluviatil Gange-Brahmaputra şi Amazonul. În afară de aceste trei exemple, şi alte fluvii transportă importante cantităţi de sedimente, cum ar fi Mississipi, Congo, Nilul, Volga, Dunărea ş.a. Amazonul, de exemplu, aduce spre gură 4-10 · 10^8 t/an sedimente din care 20% ajung în largul oceanului. O mare cantitate din acest material se depune sub forma unui canion submarin imens pe platforma continentală din faţa estuarului acestuia. Din aceste sedimente, curenţii laterali paraleli cu ţărmul transportă spre NE de gura de vărsare o cantitate mare de material pe care îl depun, alcătuind Platoul Demerara.

Transportul către larg este foarte activ în zonele cu maree puternică şi cu valuri intense, ce creează permanent o mişcare de du-te-vino. Această mişcare produce mai întâi o eroziune, apoi o deplasare scurtă a sedimentelor spre uscat, în timpul ridicării valurilor, pentru ca să continue mai departe cu transportul materialului spre larg, pe distanţă mare şi pe fund, de către valul care se retrage aparent, dar care numai îşi coboară nivelul apei.

Scanned with OKEN Scanner

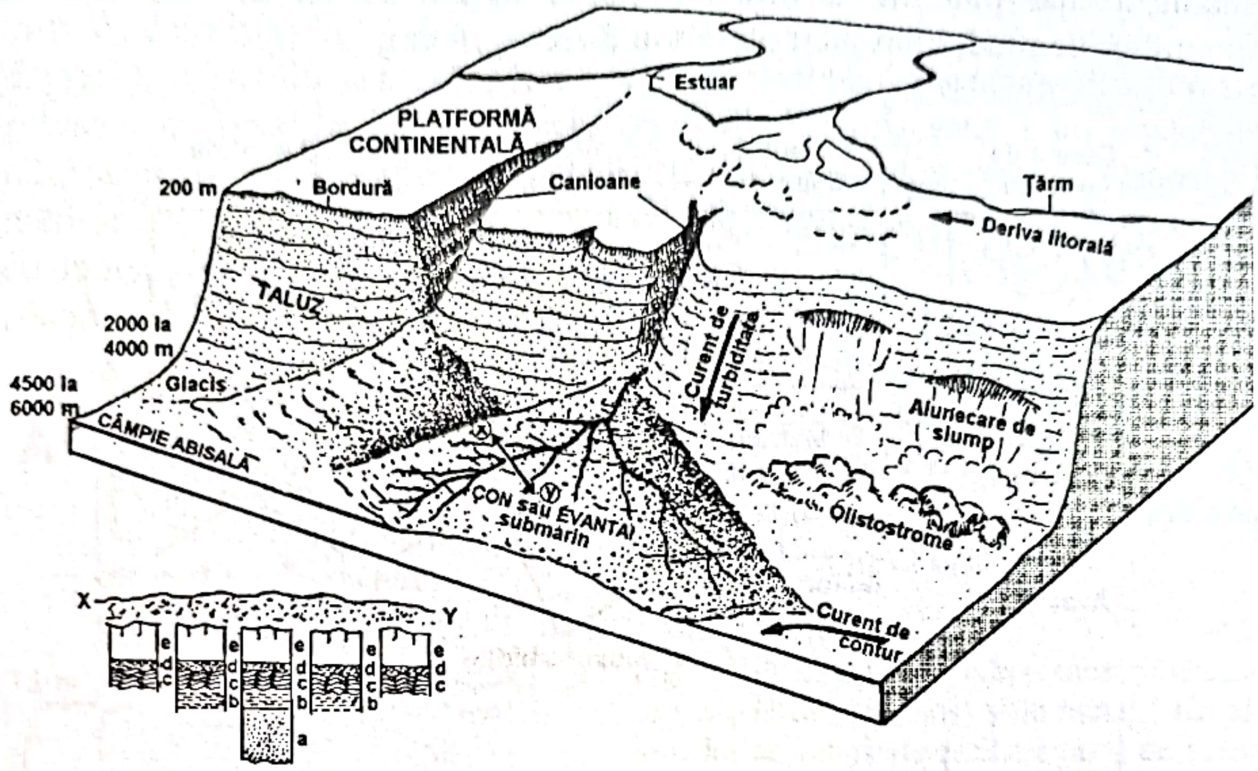


Fig. 183 Morfologia unei margini stabile (platforma continentală şi taluz) şi principalele tipuri de curenţi importanţi (după Souquet et al., fide Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995). În bază organizarea dezordonată a depozitelor în evantai (XY), urmată de secvenţa Bouma (Fig. 184 A, B) progresiv retezată de termenii mai grosieri pe măsură ce se îndepărtează de axul canalului.

Diferenţa de drum, în avantajul deplasării spre larg, poate fi explicată prin aceea că deplasarea pe mica pantă a plajei, frecvent de 1-2 m lăţime şi cu o valoare unghiulară de 10-30°, se face în sus, adică antigravitaţional, iar apoi în jos, în sensul gravitaţiei, iar cele două forţe care acţionează (cea mecanică de retragere a valului şi cea gravitaţională) se însumează. Acţiunea conjugată este favorizată şi de panta de coborâre a fundului marin.

Asemenea mişcări sunt mici, dar luate individual şi repetate des (la fiecare 8-15 secunde) de către valuri şi apoi de 2-4 ori de maree, ajung să dea efecte importante în timp geologic.

Astfel se poate explica de ce parte din cantitatea de peste 16 km^3/an de sedimente aduse de fluvii în ocean sunt preluate de transportul marin şi numai acolo unde lipsesc mareele se formează delte. Urmele lăsate de oscilaţia valurilor se remarcă pe nisip sub denumirea de **ripple marks** (engl. *ripple* = clipocire, unduire a apei). Aceste urme reprezintă o succesiune de creste şi albii simetrice dispuse paralel, uneori cu crestele

Scanned with OKEN Scanner

retezate, având o lungime de undă de 5-20 cm (Fig. 185). Contrapanta înclinată mai puternic a urmelor ripple indică sensul de deplasare a curenţilor de fund, îndreptaţi oblic sau direct spre larg.

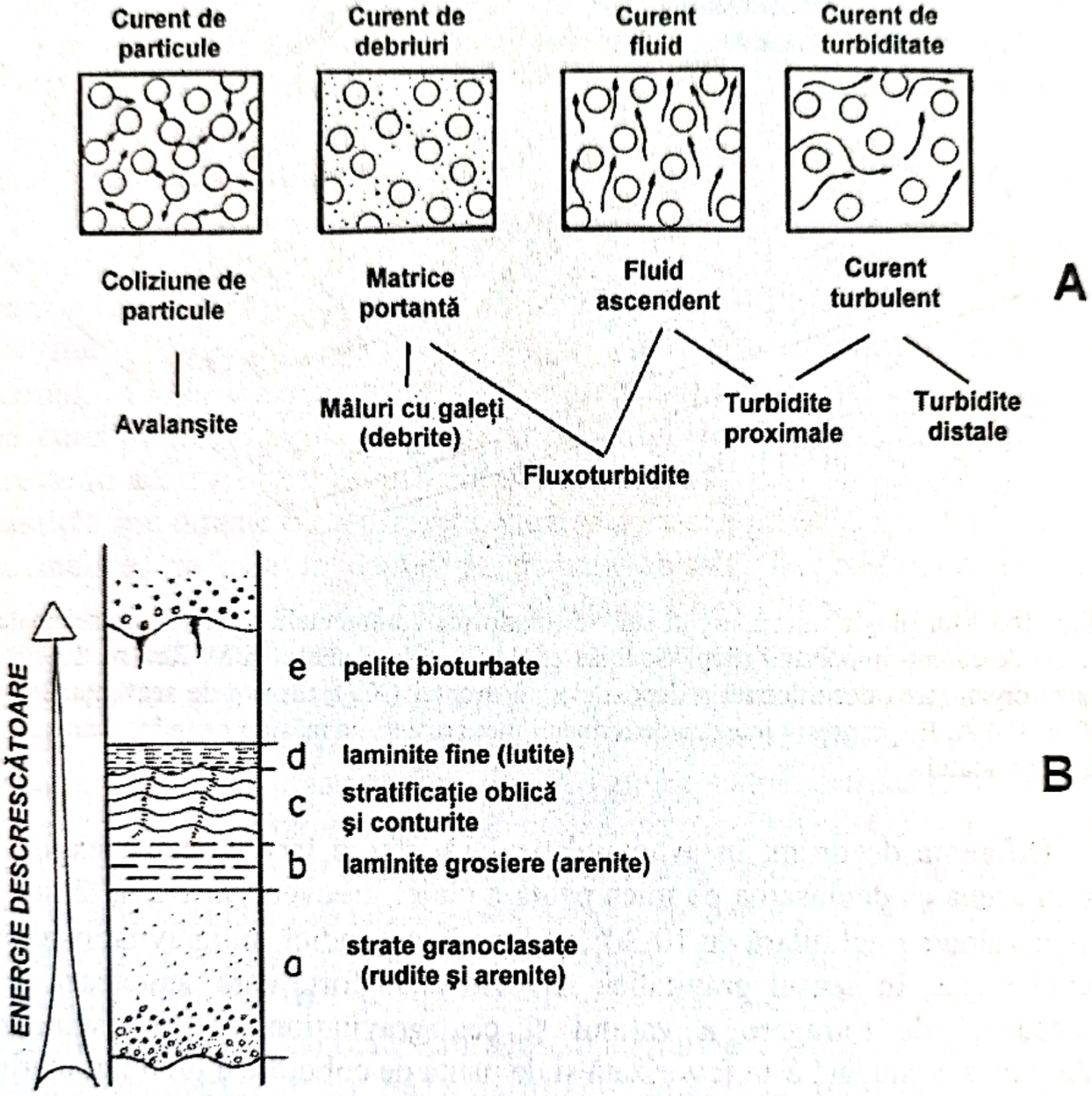


Fig. 184 A - Principalele tipuri de curenţi de masă (mass flows) şi depozitele corespondente (după Middleton şi Hampton ; fide Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995) ; B – Schema unei secvenţe turbiditice sau secvenţa Bouma.

În zonele de litoral cu plaje şi maree importante, ca şi în unele estuare largi în care pătrunde apa mării la flux, iau naştere sisteme de făgaşe care încep din **shorre** (terenuri nisipoase înierbate, imediat deasupra apelor de flux) care apoi se unesc în canale mari în porţiunile de **slikke** (plajă cu mâl

Scanned with OKEN Scanner

şi silt descoperită în perioada de reflux). Ansamblul de canale slikkes şi shorres alcătuiesc sistemul **waddens** (termen olandez) (Fig. 186). Mai jos de ţărmul definit prin waddens, sub oglinda apelor litorale, se dezvoltă depresiuni semilunare, alungite ca nişte rigole alternante cu creste subacvatice (engl. *ridge and runnel system*). Uneori, acestea au aspect de albii asimetrice. Pe contrapanta mai înclinată se aglomerează materialul detritic mai puţin fin, reprezentat adesea de fragmente mărunte de moluşte, cu muchiile rotunjite de rulare prin apă, reprezentând **falune**. Uneori se păstrează urmele de târâre a scoicilor şi a altor organisme pe fund (*bioglife*), sau a fragmentelor de roci (*mecanoglife*), ce apar ca mulaje pe partea inferioară a stratelor de gresii, ca forme pozitive, vermiculare, denumite generic **hieroglife**.

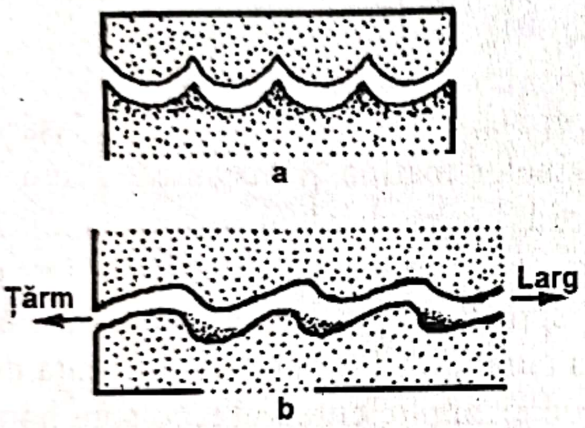


Fig. 185 Secţiuni schematice indicând formele în original (jos) şi în mulaj (sus) ale urmelor de valuri: de oscilaţie (a) şi de curent (b) (după V. Lăzărescu, 1980).

Transportul materialului spre larg se face cu viteză din ce în ce mai redusă, pe măsura depărtării de ţărm şi a creşterii adâncimii apei. Scăderea energiei de transport, duce la separarea materialului detritic după granulaţie (granoclasare). Mai aproape de coastă sunt depuse pietrişurile, la care galeţii rămân în poziţie imbricată (încălecaţi unii peste alţii), dar cu înclinări mai mici decât ruditele plate fluviatile. Spre largul şelfului se depun nisipurile, iar mâlurile pot fi transportate până pe taluzul continental şi mai departe în zona abisală.

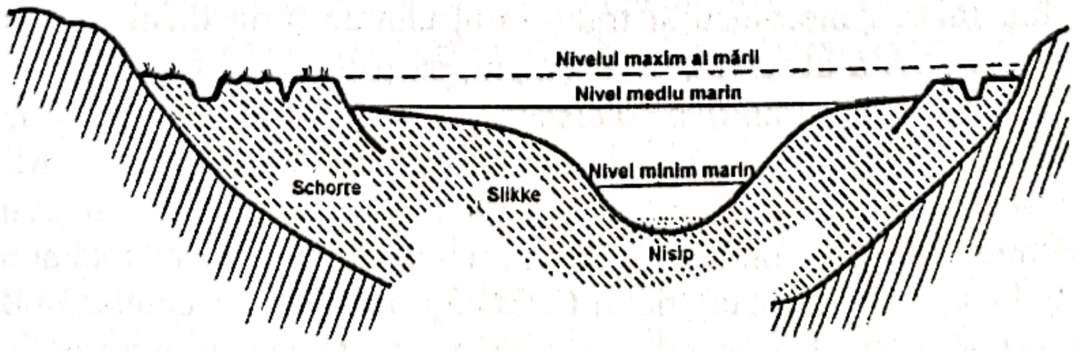


Fig. 186 Secţiune schematică printr-un estuar. Cele două „shorre'' pot fi la un nivel diferit (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Scanned with OKEN Scanner

Pentru a deduce unde se plasa largul mării faţă de uscat în trecutul geologic, trebuie urmărit în ce direcţie depozitele de aceeaşi vârstă trec lateral de la faciesuri grosiere la faciesuri mai fine. Astfel, împingerea de către curenţii longitudinali a materialului detritic din cordoanele litorale până în mijlocul golfurilor unor fluvii face ca uneori dinspre ţărm spre larg să se treacă direct de la depozite grosiere la cele fine, iar apoi din nou la sedimente cu granulaţie mai mare, la fel cum se întâmplă în Golful Biscaia. Deci, trebuie reţinut că nu întotdeauna trecerea spre depozite grosiere presupune apropierea de litoral. De asemenea, dacă local se găsesc episoade nisipoase şi conglomeratice mărunte în formaţiuni marine fine, fără discordanţe, este semn că ţărmul avea golfuri.

Transportul longitudinal este o altă componentă importantă a deplasării sedimentelor către diferite zone ale bazinelor marine şi oceanice. Factorii cei mai importanţi ce asigură transportul longitudinal al sedimentelor îl constituie curenţii litorali. Ei rezultă din acţiunea vântului dominant într-o regiune (de exemplu, curentul de la N spre E de pe litoralul românesc al Mării Negre). O altă cauză de naştere a curenţilor litorali este diferenţa de temperatură între diferite zone marine (de exemplu, curentul rece spre nord al Perului). În sfârşit, o altă cauză ce stă la originea curenţilor litorali este diferenţa de salinitate a apei marine (de exemplu, deplasarea pe fund a apei saline de origine mediteraneană ce trece prin Strâmtoarea Dardanele către Marea Neagră). De asemenea, componenta paralelă cu ţărmul a unei direcţii diagonale de bătaie a valurilor generează curenţii litorali. O importanţă geologică mare a transportului longitudinal se simte în bazinele acvatice alungite şi închise, cum este Marea Adriatică, sau semi-închise, cum este cazul Golfului Californiei, a Golfului Persic sau a Mării Bengal. Efectul transportului creşte dacă la capătul intern al acestor zone se găseşte o deltă, ce constituie permanent o sursă importantă de sedimente. În cursul transportului, rularea mecanică şi transportul chimic (prin dizolvare) sunt foarte importante. S-a observat, de exemplu, că pietrişurile transportate pe continent de Râul Arno (Italia), pe o distanţă mare – de zeci de kilometri, au suferit o slabă rotunjire. După preluarea lor de curenţii litorali ai Mării Tireniene, acestea ajung să fie perfect rotunjite, iar elementele sunt mult mai mici după numai un rulaj marin de 5-6 km. La suprafaţă, apa marină atinge o concentraţie aproape de saturaţie în $CaCO_3$, principalul element solubil al rocilor transportate. În acest mod se explică precipitarea calcarelor oolitice în zona sub-litorală din faţa ţărmurilor calcaroase.

Scanned with OKEN Scanner

În urma transportului longitudinal, ca principal efect, iau naştere **cordoanele litorale**. Acestea se formează atunci când nisipul deplasat de curenţii marini întâlneşte un obstacol cum ar fi un promontoriu stâncos, un dig artificial sau o insulă. În aceste condiţii, viteza curentului scade, se formează plaje sau istmuri de nisip ce unesc insule apropiate cu litoralul, ce pot închide golfuri (Fig. 187). Datorită caracterului turbionar al curgerii, forma cordoanelor litorale este arcuită ca un cârlig (engl. *hook*). De exemplu, Insula Sachalin din faţa gurii Braţului Sf. Gheorghe al Dunării este un cordon litoral ce se reface repede în urma distrugerii de către furtuni, creşterea putând ajunge la zeci de metri pe an.

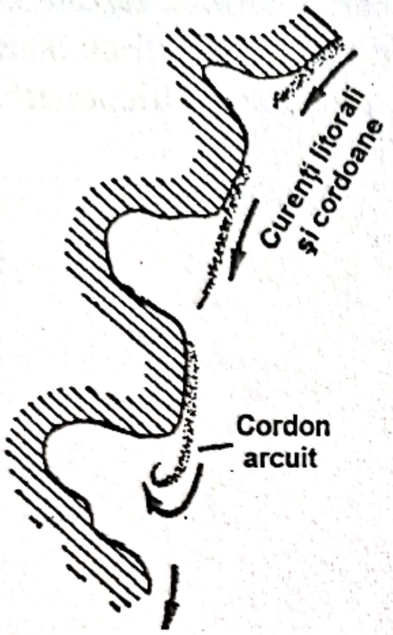


Fig. 187 Golfuri cu cordoane litorale pe cale de deformare de către curenţii litorali (după V. Lăzărescu, 1980).

Prin bararea golfurilor de către cordoanele litorale, acestea se transformă în lagune. De exemplu, Golful Gdynia este pe jumătate barat de cordonul de nisip al Peninsulei Hela, fiind astfel aproape separat de Marea Baltică. Uneori separarea este completă, iar dacă aportul continental este mai mare decât evaporarea, atunci aceste lagune nou formate sunt pe cale de îndulcire. De exemplu, Lacurile Razelm, Sinoe, Zmeica, Goloviţa formează o mare lagună separată de mare printr-un cordon litoral prin care mai persistă o mică legătură cu Marea Neagră prin canalul Portiţa.

Cordoanele litorale datorită mărimii şi altitudinii pot contribui la edificarea de dune, cum este cazul în regiunea Landes (Franţa). De asemenea, cordoanele litorale contribuie la naşterea capurilor şi golfurilor, cum este cazul pe coasta Bretaniei. Cordoanele litorale sunt denumite **offshore-bar** (Anglia), **haffen** (Baltica) **pouliers** (Picardie). Distrugerea unui cordon litoral între Insulele Frisonne a creat Mările Wadden şi Zuydersee, care astăzi au fost transformate în Lacul Ijsselmeer prin construcţia unui dig artificial de 30 km.

Când cordoanele litorale sunt oblice în raport cu direcţia generală a ţărmului sunt denumite **flèches**. Dacă un asemenea cordon racordează ţărmul cu o insulă ia naştere un **tombolo** (Fig. 188). Există tombolo simple (Quiberon), duble (în apropierea insulei Giens, Boug-de-Batz-Le Croisic) sau chiar triple (Monte Argentino în Italia sau Cartagena în Tunisia). În

Scanned with OKEN Scanner

situaţia ultimilor două cazuri, ia naştere un sistem de lagune transformate în mlaştini sărăturate dispuse între aceste tombolo (Fig. 188).

Într-un climat arid şi cald, lagunele, datorită evaporării, suferă un proces de concentrare a sărurilor din apă. Exemplul clasic îl reprezintă Laguna Kara Bugaz (Adji Andra) din Marea Caspică. Uneori, datorită furtunilor mari, apa mării întrerupe cordoanele litorale sau le depăşeşte, realimentând astfel lagunele, dar legăturile cordoanelor se refac repede prin depunerea nisipului (Insula Sachalin de la gurile Dunării).

Fig. 188 Tombolo Quiberon. De remarcat lăţimea mică a fâşiei nisipoase (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

În timpul deplasării apei de-a lungul ţărmului pot lua naştere în sedimentele litorale reliefuri de excavaţie, de tipul mulajelor de mecanoglife păstrate pe talpa (partea inferioară) stratelor de gresii. Ele au forme simple, sunt rectilinii şi se menţin pe direcţii paralele, spre deosebire de urmele de deplasare a unor animale, precum gasteropode, crabi, păsări (Fig. 189), care nu au o direcţie preferenţială, au forme complexe şi frecvent şerpuitoare. Acesta este şi criteriul de departajare a mecanoglifelor de bioglife, adică a

Scanned with OKEN Scanner

mulajelor urmelor ichnologice (urme ale activităţii vitale). Urmele mecanice sunt produse nu numai de curenţi prin şanţuri de eroziune, ci şi de galeţi de rudite (psefite), cochilii, thaluri de alge calcaroase etc.; care prin dragare pe fund sau prin saltaţie produc asemenea urme. Viteza curenţilor poate atinge şi 1 m/sec, cum este în Curentul Golfului (Golfstream) între Florida şi Cuba.

Excavaţiile produse de curenţi încep de regulă acolo unde apare un obstacol, unde ele se adâncesc, apoi se pierd gradat pe direcţia curentului.

Fig. 189 Urme de paşi de păsări pe marnele de vârstă burdigaliană de pe Pârâul Sihastrului (jud. Neamţ).

Acesta este criteriul după care se determină direcţia mecanoglifelor, faţă de punctele cardinale (engl. *flute-cast*), precum şi sensul paleocurenţilor. Referitor la această constatare s-a stabilit că în geosinclinalul Carpaţilor Orientali şi Nordici, în Cretacic şi Paleogen, cele mai multe date asupra sensului paleocurenţilor provin din Polonia, de la N spre S, iar din România,

Scanned with OKEN Scanner

de la S spre N (Lăzărescu, 1980). Concluzia acestor constatări poate fi aceea că alimentarea geosinclinalului carpatic s-a făcut pe la capete. Ulterior paleocurenţii au preluat multe direcţii divergente de transport cu ramificaţii complicate. Astfel, de exemplu, în Cretacic, aceste direcţii complicate indică existenţa unei cordiliere *silezine* în Carpaţii polonezi şi a unei cordiliere *cumane* în Carpaţii Orientali româneşti, care au oferit un aport suplimentar detritic pe o arie limitată (Fig. 190). S-a mai observat prin studii de geodinamică marină că apa are o viteză de transport şi energie de excavare cu atât mai mari, cu cât conţine mai multe materiale fine în suspensie, iar cu cât are o turbiditate mai mare, cu atât scade caracterul ei de curgere în vârtejuri (turbionar) fără a atinge însă o curgere laminară.

Semnificaţia geologică a urmelor mecanice pe faţa sedimentelor (*epiglife*) sau a mulajelor lor (*hipoglife* = *mecanoglife*) nu este încă suficient de bine clarificată, *flute-cast*-urile de pe direcţia unui orogen putând indica doar direcţia locală de transport, pe distanţă mică, a sedimentelor preluate din regiuni sau zone sursă, plasate lateral.

Redistribuţia marină a sedimentelor este unul din factorii importanţi ce afectează deplasarea în continuare a acestora după ce au fost aduse în mediul marin dintr-o regiune ce a fost supusă fenomenului de denudaţie. După ce au fost aduse de curenţi într-o primă zonă a litoralului marin, acestea sunt preluate de alţi factori de transport şi depuse în regiunile de adâncime mare, unde sunt sedimentate într-un profil geologic, fiind acoperite apoi cu depozite mai noi (Fig. 183, secţiunea x-y). Faptul că sedimentele sunt în permanentă mişcare este relevat prin următorul exemplu: Insula Sable din largul portului Halifax (Canada), între anii 1766 şi 1976, s-a deplasat spre est cu 45 km şi continuă mereu să se deplaseze schimbându-şi permanent forma. Pe taluzurile continentale iau naştere curenţii de turbiditate care se declanşează la un şoc şi se deplasează ca un curent de noroi cu viteze de zeci de km/oră.

Scanned with OKEN Scanner

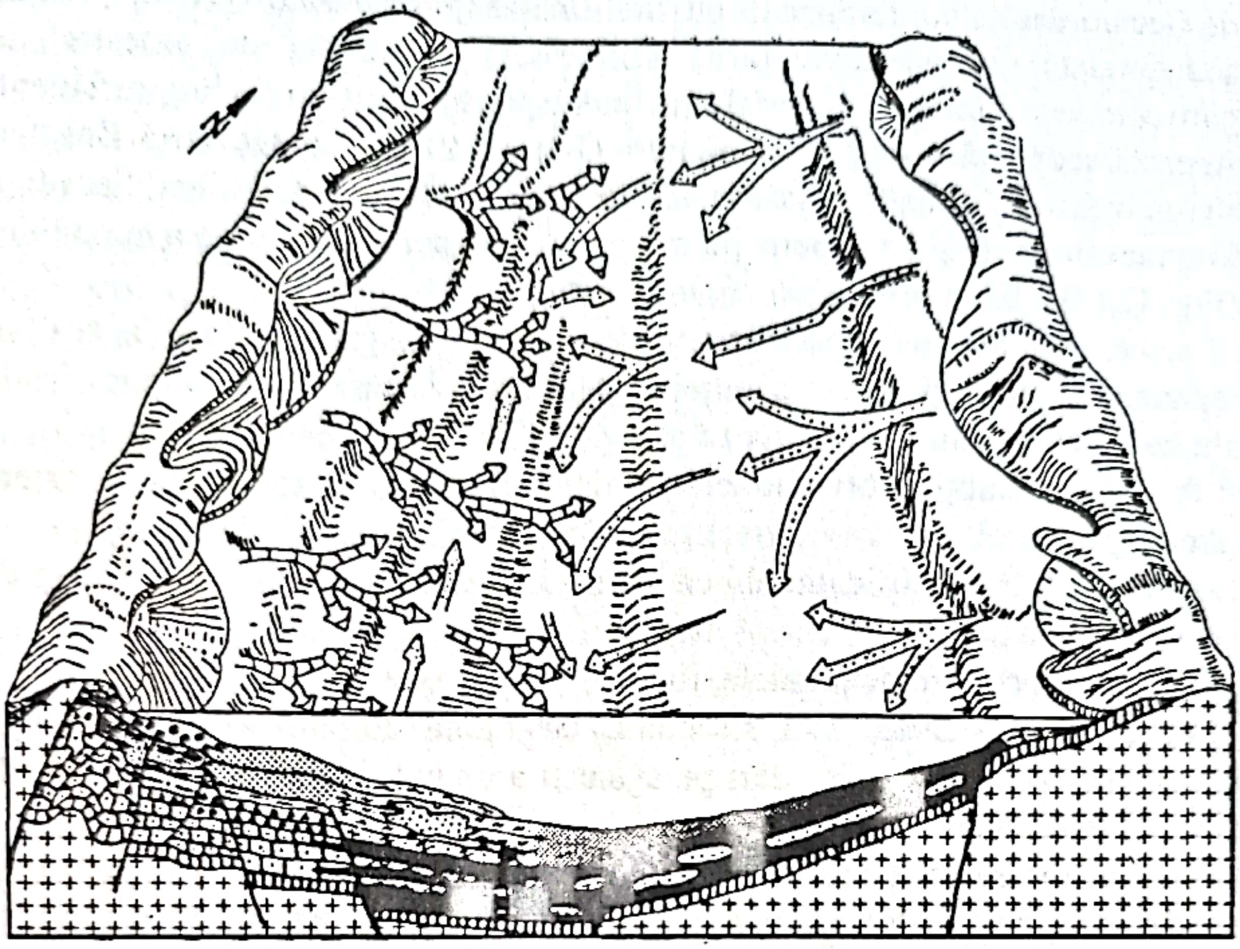


Fig. 190 Distribuţia schematică a paleocurenţilor dintr-un sector al geosinclinalului Carpaţilor Orientali româneşti în timpul Albianului (după L. Contescu, 1974, fide V. Lăzărescu, 1980).

Transportul acesta pe cale gravitaţională a mâlurilor ca o avalanşă se face rapid şi în mase atât de mari încât provoacă şi eroziunea taluzului. Aceştia sunt **curenţii de masă** (*mass flow*) (Fig. 184 A) ce se pot separa în următoarele tipuri (Ch. Pomerol et al., 2002):

- **curenţi de particule** (*grain flows*), sortate în timpul curgerii de particule în avalanşe, alcătuind o sedimentare masivă denumită **avalanşit** ;
- **curenţi de debriuri** (*debris flows* sau *debrite*), ce sunt alcătuiţi dintr-un amestec de litoclaste de dimensiuni diferite (pietrişuri sau blocuri) prinse într-o matrice siltitică, ce prin cimentare vor da conglomerate.
- **curenţi fluizi**, reprezentând particule foarte diluate, alcătuind un noroi cu multă apă, ce este antrenat ascendent, din care rezultă o clasare verticală sau orizontală, funcţie de viteza curentului, reprezentând o secvenţă asemănătoare cu turbiditele.

Aceşti curenţi de turbiditate ajung până la contactul cu platforma oceanică (câmpia abisală) sau chiar până în fose şi se sting treptat depunând

Scanned with OKEN Scanner

de fiecare dată câte un depozit cu stratificaţie granoclasată vertical (ritmică sau gradată) denumit **turbidit**. Turbiditele reprezintă un amestec de particule cu dimensiuni variabile, în suspensie, într-un lichid turbulent. Această secvenţă sedimentară, denumită **turbiditică** sau **secvenţă Bouma**, se realizează în timpul deplasării acestui curent de lichid turbulent. Secvenţa este rar completă şi se depune pe măsura descreşterii de energie a curentului (Fig. 184 B). Ea cuprinde :

a. un strat de nisip grosier (rudite la arenite), granoclasate în sus, ce repauzează pe pelitele secvenţei anterioare şi care pot conţine fosile allohtone (foraminifere bentice) ;

b. strate subţiri orizontale, paralele (lamine) sau relativ grosiere (arenite) ;

c. un strat cu stratificaţie oblică, creste de curenţi şi figuri de evacuare de apă (structură în cupole) ;

d. un strat cu lamine paralele, fine, silto-argiloase ;

e. un strat pelitic, fără structură, cu faună autohtonă şi bioturbaţii, corespunzător unei sedimentări pelagice şi a unei sedimentări gravitaţionale fine prin decantare (coadă de turbidite).

Partea grosieră a secvenţei (a-c) se observă la piciorul taluzului (**turbidite proximale**), iar partea fină (c-e) se întâlneşte în larg (**turbidite distale**). **Fluxoturbiditele** sunt în apropiere de ţărm, sunt grosiere şi slab clasate (Fig. 184 A, B) (Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995; Ch. Pomerol et al. 2002).

Succesiunea secvenţelor Bouma, mai mult sau mai puţin complete, constituie o formaţiune de **fliş**, formaţiune sedimentară particulară, bine reprezentată în domeniul de bordură al regiunilor montane ridicate tectonic, ca avanfose ale lanţurilor montane (de ex. formaţiunea de fliş a Carpaţilor Orientali) (Fig. 198). Aceste depozite alternante de gresii şi conglomerate, cu şisturi şi marno-calcare, uneori şi cu intercalaţii de silexuri rubanate şi rare urme de depozite organice ce alunecă pe panta unui bazin sedimentar sau pe o pantă de formaţiuni salifere, pot da naştere la cute sau pliuri în chevron (căprior), care frecvent sunt localizate în apropierea conurilor submarine. Este cazul depozitelor calcaroase din Munţii Jura ce formează o structură tipică cutată cu ax în căprior denumită Chapeau en Gendarme (Foto 13).

Turbiditele sunt preluate mai departe de curenţii de fund şi transportate de-a lungul piemontului abisal, dând aşa-numitele **conturite** sau curenţi de contur. Aceste depozite sunt alternante cu materialele depuse în conurile de

Scanned with OKEN Scanner

dejecţie şi glacisurile ale căror materiale sunt transportate prin canioanele ce străbat taluzurile (Fig. 183). Acolo unde taluzurile continentale sunt lipsite de şelf larg, ca în faţa Caucazului din Marea Neagră sau în largul coastelor andine, sedimentele grosiere ajung până la adâncimi mari. Pe asemenea pante au fost semnalate blocuri gigantice alunecate (Ross, 1976, 1979, fide Lăzărescu, 1980) prin care se explică formarea **klippelor** sedimentare înglobate în sedimente sub formă de **olistostrome** (blocuri diferite de natura şi batimetria depozitelor înconjurătoare). Acestea nu trebuie confundate cu formaţiunile de tip *melange* (Hsü, 1974, fide Lăzărescu, 1980), ce se referă la formaţiunile heterogene născute pe cale tectonică în zonele de subducţie.

Acest proces de redistribuire se reflectă nu numai la sedimente, ci şi în fauna şi flora sedimentelor. Astfel, în apropierea imediată a ţărmului Americii Centrale între foraminifere domină miliolidele, iar spre larg încep să fie mai frecvente uvigerinele şi încă alte forme. În cazul foraminiferelor planctonice, acestea au aspect porţelanos în apropierea litoralului şi prezintă o frecvenţă mare spre marginea şelfului, iar în apele mai adânci sunt înlocuite treptat de radiolari şi diatomee. Redistribuiri de sedimente se produc şi în domeniul oceanic adânc, datorită curenţilor abisali, care în mod frecvent au o orientare dinspre regiunile polare către cele ecuatoriale. În regiunile abisale obişnuite resedimentări s-au constatat spre domeniile hadale (ultra-abisale) ale foselor oceanice.

Scanned with OKEN Scanner

11.4.3. Sedimentarea marină

11.4.3.1. Domeniul fluvio-marin: estuare şi delte

1. **Estuarele** (*aestus* = maree) sunt rezultatul înaintării mării pe cursurile inferioare ale fluviilor, datorită curenţilor litorali sau marini în perioada de flux şi retragerea apei în perioada de reflux marin. Astfel aceste cursuri fluviale devin adevărate văi marine (span. *rias*; breton. *abers*), sau braţe de mare în perioadele de flux, iar în perioadele de reflux se transformă în imense terenuri mlăştinoase (de ex. estuarele Fluviilor Garonne, Dordogne, Amazon).

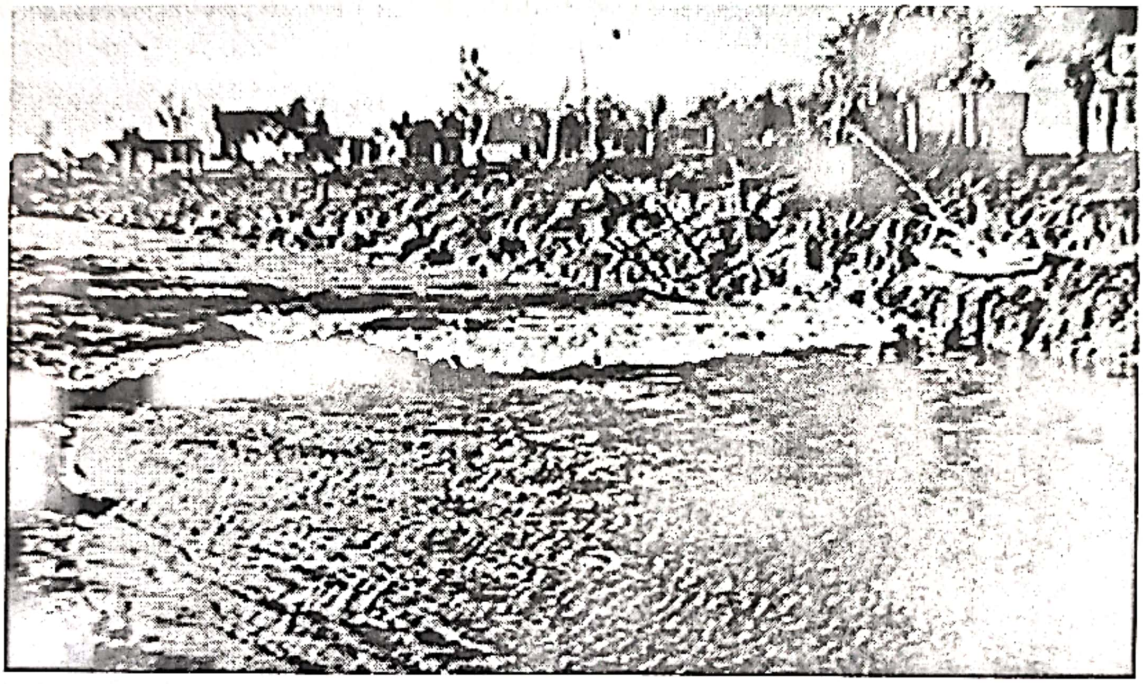


Fig. 191 Mascaretul. Mascaretul în Couesnon, fluviu de coastă care se varsă în micul golf Mont Saint-Michel. Mascaretul, precum o bară, este un val care se sparge de frontul mareei înalte sau flux, în estuare (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Râurile transportă spre mare cantităţi importante de mâl, nisip, galeţi pe care le depun în zona litorală. Depunerea acestor substanţe solide transportate de râuri şi fluvii depinde în mare parte de diminuarea vitezei apei, de panta mică la contactul cu marea, precum şi de înălţimea mareei (*mascaret*) (Fig. 191), de diferenţa de densitate între apele dulci şi marine, care contribuie decisiv la sedimentarea suspensiilor de silturi şi nisipuri. Pe de altă parte, diferenţa de încărcare ionică a apelor provoacă blocarea particulelor argiloase foarte fine, la fel ca şi în cazul în care se adaugă apă sărată la o suspensie coloidală opalescentă pentru limpezire. Acest mod de sedimentare este întreţinut în estuarele marilor fluvii (Amazon, Sena), în

Scanned with OKEN Scanner

care se menţine, prin dragare naturală sau artificială, un canal navigabil permanent. Astfel, Amazonul devine navigabil în timpul fluxului pe o distanţă de peste 700 km în amonte de estuar, datorită înaintării valului de apă (*pororoca*), până în inima ţinutului Amazonia, în oraşul Manaus. La reflux, se menţine prin dragare canalul (şenalul) navigabil pentru vasele maritime, prin estuar, ce este colmatat cu mâlul fin depus din suspensia apelor de reflux. Mâlul, care este depozitul principal dintr-un estuar, reprezintă un sediment complex ce cuprinde în primul rând o fază minerală inertă alcătuită mai ales din silt şi nisip cuarţos sau calcaros (cca 20% din total) şi poate varia între 20 şi 50% într-un mâl nisipos care provine dintr-un fluviu sau mare. A doua fază este activ coloidală, ce reprezintă liantul precedentei. Această a doua fază este alcătuită din materie organică (5-10%) provenită de pe continent (sub formă de spori, polen, cuticule, humus) sau de la mare sau chiar din estuar (diatomee, alge). La acestea se adaugă fierul coloidal (5-6% în regiunile tropicale lateritice), sub formă de hidroxizi şi sulfuri (pirita). În sfârşit, mediul interstiţial lichid (apa) şi viu (organisme microscopice) joacă un rol foarte mare, în particular bacteriile, care intervin activ în sedimentarea fierului şi în activitatea altor organisme vii din mâluri. Mâlurile sub forma lor naturală se prezintă ca un ansamblu vâscos şi omogen de culori variabile, în general negre, gri ori albastre-verzui, datorită conţinutului în fier şi substanţe organice. Ele posedă o proprietate interesantă, **tixotropia**, adică au posibilitatea de lichefiere bruscă sub efectul unei agitaţii mecanice. Aşa, de exemplu, majoritatea „nisipurilor mişcătoare" sunt mâluri tixotropice.

De o parte şi de alta a canalului median unde sunt permanent ape scăzute, mâlurile se depun sub formă de bancuri şi taluzuri cu pante mici, ce capătă un profil convex în partea superioară alcătuind un **slikke** (Fig. 186). Acest slikke este separat în partea superioară printr-o microfaleză de un domeniu cu mâl consolidat şi colonizat cu plante halofile din genurile *Salicornes*, *Spartines* şi de *Graminee*. Acest domeniu se numeşte **schorre** sau domeniul înierbat sau presalin. Ansamblul de şenale, slikkes-uri şi schorres-uri constituie **waddens** (termen olandez). Colmatarea estuarelor cu un debit modest permite o sedimentare marină mai activă decât un aport fluviatil (de ex. 50 t la fiecare flux, în Golful Somme).

2. **Deltele**. Deltele sunt zonele terminale ale cursurilor fluviilor şi râurilor la contact cu lacurile sau mările. Pentru ca la vărsarea unui curs de apă continental într-un lac sau mare să se formeze o deltă este necesar în primul rând un aport foarte mare de sedimente solide, apoi este necesar ca mareea să nu fie înaltă, iar curenţii marini litorali să nu fie prea puternici.

Scanned with OKEN Scanner

Deltele pot fi de trei tipuri principale:

- Delte din zone cu predominarea mareelor (flux şi reflux), ce sunt străbătute de braţe evazate de tip estuarian (Fig. 192) cu numeroase terase de maree (*tidal flats*) şi cu bare nisipoase rectilinii în gurile de vărsare (*tidal bars*). O astfel de deltă este cea a fluviului Gange. La vărsarea unui curs fluviatil într-o mare fără maree, delta poate rezulta în urma barării unui golf sau estuar preexistent. Astfel, ţărmul este rectiliniu (ex. Nilul).

- Delte din zone cu predominarea efectului de hulă ce generează o derivă litorală de o parte şi de alta a braţului (gurii) de vărsare. Iau naştere astfel cordoane litorale paralele cu ţărmul, care închid ochiuri de apă, sau ghioluri (ex. Rhonul).

- Delte din zone cu predominarea unei dinamici fluviatile care, favorizează naşterea unei delte digitale, de tip „labă de gâscă" sau „*bird foot*". În astfel de delte se dezvoltă canale în evantai mărginite de diguri. În aceste cazuri sedimentarea şi subsidenţa sunt foarte active (de ex. fluviul Mississippi, cu o subsidenţă şi grosime de sedimente de 11.000 m) (Fig. 143).

Referindu-ne la Delta Dunării, aceasta ar corespunde celui de-al treilea tip, cu braţe evazate, cu o sedimentare şi o subsidenţă activă. Dar în Delta Dunării se întâlnesc, de asemenea, şi cordoane litorale perpendiculare pe gurile de vărsare (Insula Sachalin), ghioluri sau ochiuri de apă menţinute între aceste cordoane, precum şi terase deltaice (*tidal flats*) şi bare rectilinii fluviatile şi marine (*tidal bars*) pe gurile de vărsare. Se poate spune că Delta Dunării întruneşte caracteristice mixte, întâlnite în toate cele trei tipuri menţionate mai sus. Astfel, cordoanele sau grindurile paralele cu braţele Dunării sunt de origine fluviatilă (Grindul Stipoc) iar cele trasversale pe aceste braţe sunt marine sau fluvio-marine (Grindurile Letea, Caraorman).

Cordoanele de nisip litoral (grindurile trasversale) au o porozitate şi o permeabilitate mai ridicată decât depozitele deltaice fine înconjurătoare. Având astfel un regim hidrogeologic diferit, pot uneori juca un rol de roci colector (magazin) pentru petrol, alcătuind zăcăminte, alungite şi înguste ca un „şnur de pantof" de tip *shoe string*. Alteori aceste bariere litorale de nisip pot separa în spatele lor lagune de apă pe cale de concentrare sau îndulcire.

Din punct de vedere morfologic, o deltă cuprinde o parte proximală (în amonte) şi o parte distală (în aval) (Fig. 142):

• În continuarea văii aluviale se separă o câmpie deltaică subaeriană, care se întinde până la linia de ţărm sau se prelungeşte până la coasta joasă maritimă nisipoasă (poate fi fluvială şi tidală);

Scanned with OKEN Scanner

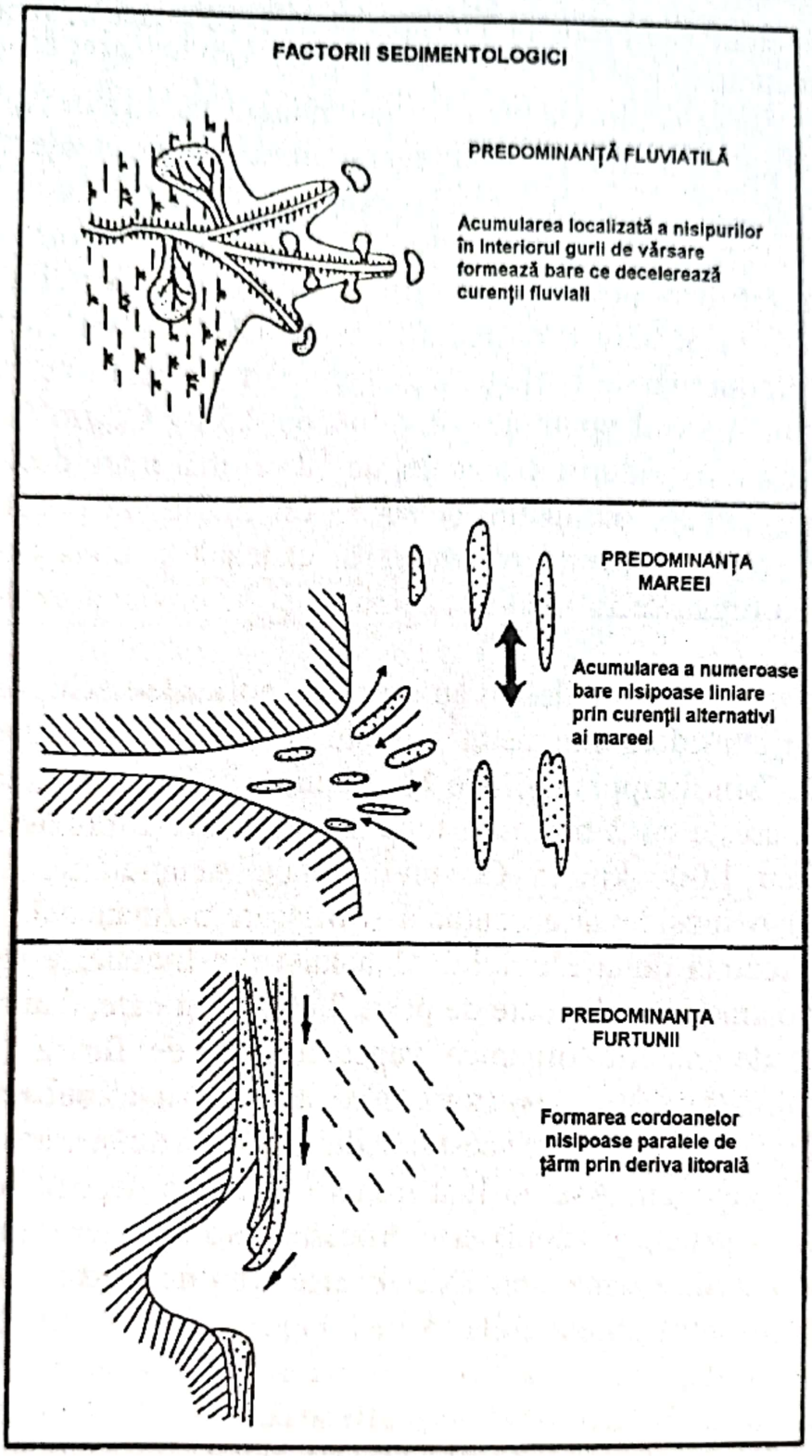


Fig. 192 Acțiunea principalelor mecanisme hidrodinamice de coastă și morfologia rezultantă a deltelor (după Allen et Mercier, 1987, modificată de Ch. Pomerol și M. Renard, 1995).

• Fruntea deltei, sau zona de bordură, puțin adâncă, ce se poate prelungi până la 50 km în mare;

Scanned with OKEN Scanner

• Taluzul deltaic sau prodelta, cu o pantă de 1-10°, care se racordează cu platoul continental.

În general, sedimentarea deltaică, predominant cu stratificaţie oblică şi încrucişată, este alcătuită printr-o suprapunere de secvenţe de corpuri (strate) nisipoase, surmontate sau acoperite de argile. Această succesiune alternantă de nisipuri şi argile cu grosimi diferite, oferă depozitelor deltaice calitatea de rezervoare potenţiale pentru hidrocarburi. Aportul important de substanţe nutritive şi săruri minerale transportate de fluvii contribuie la o foarte mare productivitate biologică. Acest aport este cel mai ridicat de pe globul terestru. Aportul poate atinge valori de 2,5 kg $C_{org}/m^2/an$, mai mult de două ori decât în pădurile tropicale, de 10 ori mai mare decât în preriile umede de pe platoul continental şi de 50 ori mai mare decât în oceane. Sedimentarea rapidă permite prinderea în capcană şi conservarea acestei bogate materii organice în mediul anaerobic şi favorizarea evoluţiei sale în kerogen.

Marile delte, foarte stabile, ce au colmatat golfurile vechi, ating grosimi de sedimente considerabile: delta fluviului Po avansează anual cu 70 m; delta fluviului Mississippi cuprinde 11.000 m de sedimente cuaternare şi are un volum ce creşte cu 2 milioane tone anual, iar delta Fluviului Gange se prelungeşte cu 1.000 km în Oceanul Indian. Acumulările deltaice sunt antrenate într-o subsidenţă accentuată şi o tasare permanentă. Un exemplu deosebit îl prezintă delta Fluviului Mahakam din Indonezia (Kalimantan), care are o grosime de sedimente de peste 3.000 m, şi care, datorită aportului foarte bogat de materie organică vegetală adus de fluviu (75.000 km^2 bazinul de alimentare) dintr-o zonă tropicală şi a unei subsidenţe active, prezintă o îngropare rapidă a acestui sediment organic şi transformarea lui anaerobică în kerogen. Aşa au luat naştere simultan depozitele de cărbuni (din materie organică grosieră) şi hidrocarburi (din materie organică fină) care se exploatează permanent. Este un exemplu de motor actual activ de energie de substanţe combustibile fosile.

11.4.3.2. Domeniul litoral şi de platformă

Sedimentarea litorală. Este zona de sedimentare marină cea mai apropiată de ţărm. Se caracterizează mai ales prin depunerea sedimentelor grosiere alcătuite din bolovănişuri şi pietrişuri provenite din faleze, precum şi psefite plate aşezate imbricat cu înclinări mici care, prin cimentare, dau conglomerate. Aceste conglomerate pot avea uneori caracter de *pouding* (termen englez), adică rudite rulate constituite din galeţi cimentaţi.

Scanned with OKEN Scanner

Fauna care este prezentă în această zonă a litoralului stâncos se caracterizează prin valve groase, puternice, adesea viu colorate, majoritatea având caracter litofag. Datorită prăbuşirii falezelor calcaroase, mai ales când acestea stau pe un fundament argilos sau marnos, slab rezistent la abraziunea marină, pot lua naştere grohotişuri ce se consolidează în breccii mai înainte ca ele să se rotunjească. Un exemplu clasic îl reprezintă reculul falezelor argiloase din regiunea Calvados (nordul Franţei, Normandia) unde un complex calcaros cretacic repauzează pe un fundament marnos (marnele de Villers) supuse mereu atacurilor valurilor marine şi prăbuşirilor (Fig. 193).

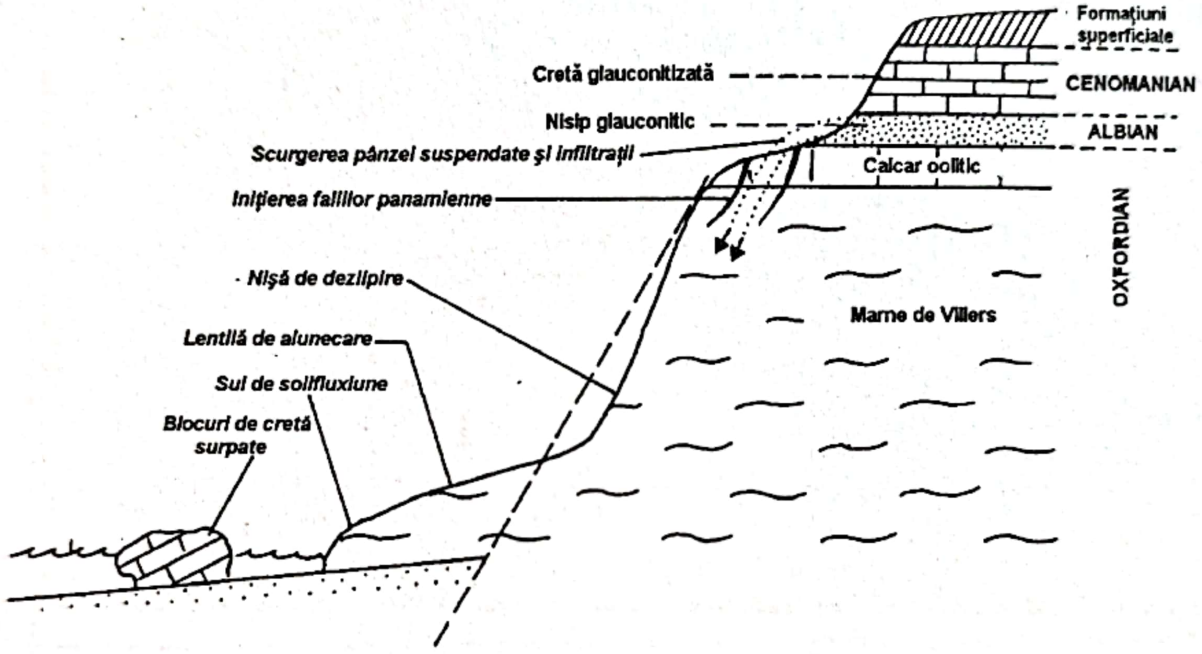


Fig. 193 Schema explicativă de regres a falezei argiloase de Calvados. Blocurile de cretă cenomaniene alunecate sunt acoperite de iarbă de mare (sau alge aruncate de valuri pe ţărmul mării), numite „vaci negre'' (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Astfel, blocuri gigantice de cretă cenomaniană şi calcare oolitice albiene se prăbuşesc datorită surpării marnelor subjacente oxfordiene pe plajele nisipoase, fiind acoperite rapid de alge marine brune, simulând adesea corpuri de vaci negre („vache noires"). Un asemenea peisaj îl oferă astăzi zona de faleză şi litoral a coastei normande (Côte de Nacre), la nord de oraşele Caen, Bayeux, Saint Lô, de-a lungul celebrei plaje Omaha. Un exemplu spectaculos de recul al falezei marine îl reprezintă faleza de cretă de la Etretat, cu celebrul ac de la Port d'Aval (Sena Maritimă, litoral normand din nordul Franţei) (Foto 17). Aici faleza este străbătută de fisuri şi cavităţi umplute cu argile şi silex. Aceste fisuri se lărgesc permanent, slăbind rezistenţa falezei. Abraziunea marină cu eroziunea în surplombă

Scanned with OKEN Scanner

(Fig. 194), combinată cu fenomenele permanente de degradare a falezei mai sus amintite au ca efect „retragerea" falezei şi generarea unor aspecte morfologice spectaculoase în zonele mai rezistente (bolţi, vârfuri de con (ace), arcade, porţi, grote etc.).

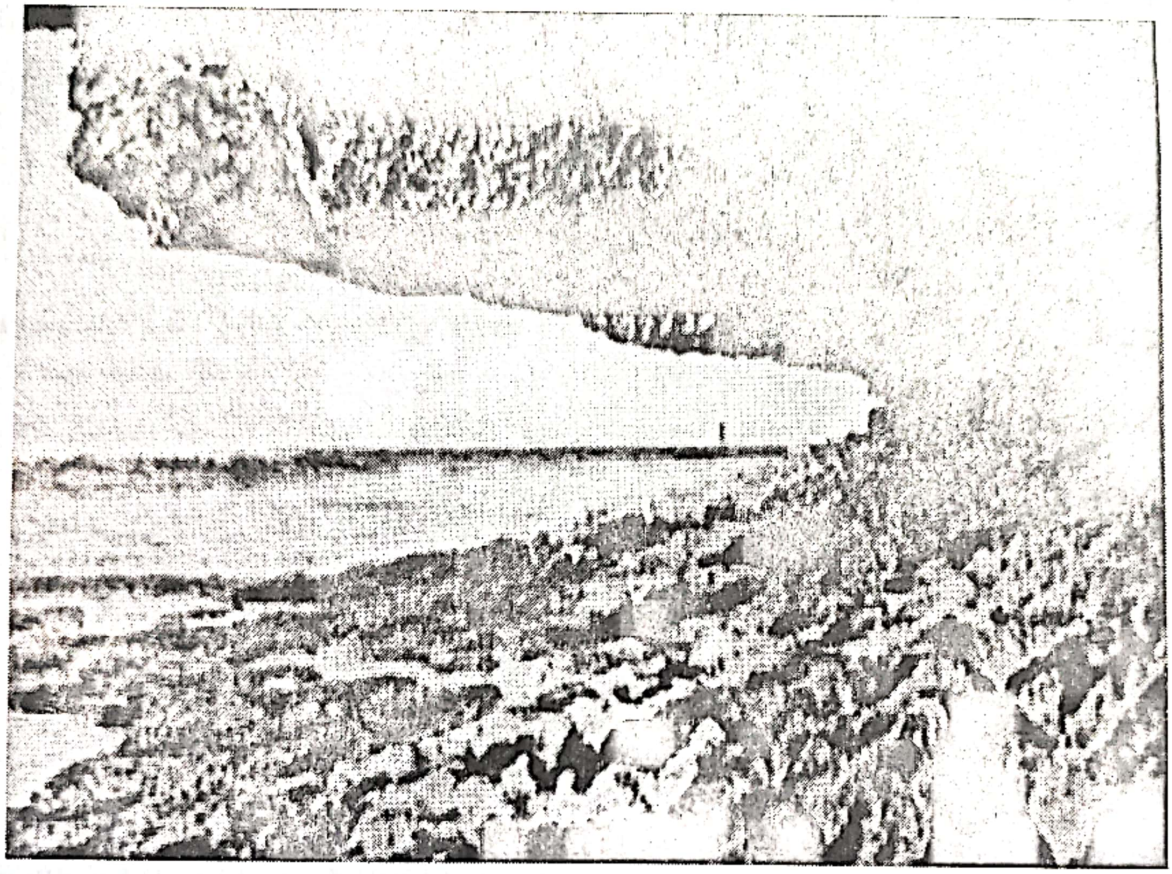


Fig. 194 Nişă de eroziune datorată disoluţiei calcarelor dintr-o insulă coraligenă din Oceanul Pacific.

Blocurile gigantice rezultate în urma abraziunii marine pot fi înglobate şi în conglomerate şi megabreccii, numindu-se **olistolite** sau **klippe** (termen german). Denumirea de **olistostrome** (blocuri străine) a klippelor sedimentare şi înglobarea lor în depozitele sedimentare înconjurătoare intră în categoria fenomenului de redistribuire marină. Aceste megabreccii pot lua naştere şi prin alunecarea submarină a unor lambouri mari de roci, ca în cazul regiunii submerse din faţa coastei Perului, alunecări întreţinute probabil datorită unor seisme majore. Existenţa megabrecciilor a fost semnalată şi în România încă din perioada anilor 1960 de Grigore Popescu, care a încercat să explice asociaţia unor lentile de sute de metri de marne cretacic superioare şi gresii paleogene prinse într-o matrice argiloasă gipsiferă acvitaniană, din zona depozitelor flişului cretacic dintre Slon şi Breaza. În Munţii Bucegi, blocuri mari de calcare jurasic superioare (Piatra

Scanned with OKEN Scanner

Arsă, Sf. Ana) au fost resedimentate în conglomeratele albiene. Ele au fost interpretate ca olistolite (G. Murgeanu şi Dan Patrulius). Asemenea olistolite au fost semnalate şi în alte regiuni din România, cum este sinclinalul Rarău din Carpaţii Orientali.

În depozitele de plajă se pot distinge următoarele tipuri de roci, după dimensiuni: lutite (argile), silturi, arenite (nisipuri), rudite (pietrişuri, bolovănişuri) (Tabel 2), care prin cimentare şi consolidare pot da: argilite, silturi consolidate, gresii şi respectiv conglomerate. Sedimentele clasice din zonele de plaje sunt nisipurile, alături de care pot apărea şi depuneri fine, pelitice, denumite de francezi *marais côtiers* (mlaştini de coastă). Depozitele de nisipuri de plajă au o stratificaţie diagonală încrucişată, impusă de panta de la contactul cu apa.

Tabelul 2. Clase de roci din depozitele de plajă.

Dimensiuni (mm)	**Clase**	**Roci mobile**	**Roci consolidate**
> 2	Rudit (Psefit)	bolovănişuri, pietrişuri	conglomerate
2 – 0,063	Arenit (Psamit)	nisipuri	gresii
0,063 – 0,02	Silt (Aleurit)	silturi	silturi
0,02 – 0,002	Lutit (Pelit)	argile	argilite

Aceste depozite, în special cele fine, permanent umede pot păstra urme de paşi de păsări şi animale terestre, urme de picături de ploaie, crăpături de uscare cu contur poligonal (de tip *tacâre*), urme de valuri (*ripple marks*) şi urme de escavaţii vermiculare (bioturbaţii). Depozitele fine pot fi afectate de cutremure prin separarea de faze solide şi lichide, efecte tixotropice, care se pot manifesta sub diferite forme ca: vulcani de nisip (erupţii), deformări suple sau casante, rearanjamente granulare etc. Fauna asociată acestor zone este dată de bivalve sifonostome şi decapode (crabi).

Sedimentarea lagunară. Acest tip de sedimentare se caracterizează mai ales prin procese de precipitare a sărurilor din apa marină ajunsă prin evaporaţie la stadiul de saturaţie. Precipitarea se produce în ordinea inversă

Scanned with OKEN Scanner

a solubilităţii sărurilor, adică de la bază spre partea superioară, începând de sus în jos cu calcare fine, sulfaţi de calciu (anhidrit şi gips), sare gemă (NaCl), silvină (KCl) şi săruri delicvescente (sulfaţi şi cloruri complexe de Na, Mg, K). O schemă generală de depunere a sărurilor prin evaporare în Marea Moartă arată în felul următor (Fig. 195):

În condiţiile depunerii gipsului şi anhidritului în afara densităţii de 1,13, depunerea anhidritului ($Ca\ SO_4$) începe să aibă loc când temperatura apei depăşeşte 42°C. În unele cazuri această ordine poate să fie modificată de proporţiile anormale de săruri. De exemplu, în Marea Caspică, datorită izolării sale, pe de o parte, şi a aportului de sulfaţi din apele Fluviului Volga şi a Fluviului Ural, pe de altă parte, în zona Lagunei Kara Bugaz se precipită mirabilitul ($Na_2SO_4 \cdot 10\ H_2O$) iar la gură se depune gipsul.

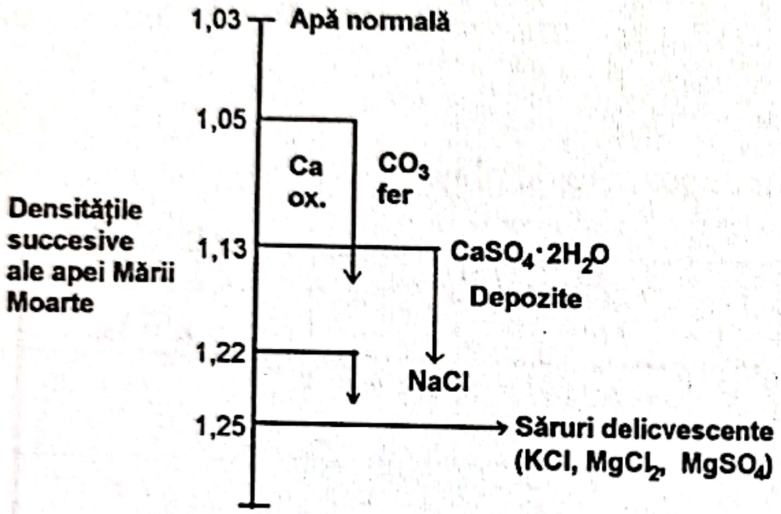


Fig. 195 Schema generală de depunere a sărurilor prin evaporare.

Precipitarea sărurilor are caracter ritmic fiind mai intensă vara, dar cu impurităţi detritice mai puţine, şi cu mai multe impurităţi de argilă iarna. Valoarea depozitelor evaporitice este de câţiva centimetri pe an. În general, sedimentarea lagunară se consideră ca regresivă, ea încheind un ciclu marin. Uneori însă, depozitele de gipsuri şi sare pot să depăşească formaţiuni mai vechi, în condiţiile în care apele unei lagune concentrate se extind, datorită tendinţei de scufundare a marginii uscatului. Se întâlnesc uneori ţărmuri cu nisipuri încrustate cu sare gemă sau sulfaţi de calciu, denumite **sebkha**. Astfel de exemple se întâlnesc în jurul Mării Moarte şi în Golful Persic. Cauza acestor sebkha încă nu este elucidată, ipotezele încrustării cu evaporite luând în calcul depunerea sarcinii minerale a apei evaporate din lagune sau din apa ridicată capilar spre suprafaţă, sau este vorba de reacţii metasomatice mai complicate.

Sedimentarea marină de şelf (zona neritică). Sedimentele reprezentative ale zonei de şelf marin sunt nisipurile marine normale. Se caracterizează prin granule fine, din care doar cele cu dimensiuni de 1/16

Scanned with OKEN Scanner

mm sunt colţuroase, iar restul sunt rotunjite. Nisipurile pot fi asociate cu oolite, care sunt sferule calcaroase submilimetrice precipitate în jurul granulelor de cuarţ, în ape tropicale apropiate de ţărm. Mai este prezent, de asemenea, şi glauconitul sub formă de nodule submilimetrice, verzui, formate dintr-un silicat de Al, K, Fe, în condiţii de diageneză marină. Sedimentele marine de şelf sunt întregite prin marea cantitate de microfaună în special de microforaminifere şi numeroase exemplare întregi sau fragmente de moluşte. Nisipurile au stratificaţie paralelă alcătuind depozite ce îşi păstrează grosimea pe distanţe mari. În alternanţă cu nisipurile se pot găsi calcare detritice stratificate alcătuite din testuri de organisme animale necoloniale, precum şi calcarenite, adică depozite de fragmente de calcare mai vechi cu dimensiuni de 0,5-2 mm. Aceste calcare detritice au testurile şi cochiliile în majoritatea cazurilor fragmentate alcătuind bioclaste, prinse într-o matrice calcaroasă ca o pudră fină (micrite). Când cochiliile se depun pe loc, fără a fi transportate, ele alcătuiesc o **biocenoză**. Când biocenoza reprezintă o comunitate de organisme care au murit pe loc (instantaneu) şi s-au depus fără a fi transportate, atunci se poate utiliza termenul de **thanatocenoză**. Studiul complet al faunei sau al florei dintr-o zonă de şelf, având în vedere numărul exemplarelor, gradul de uzură a organismelor moarte, dispoziţia indivizilor şi mediul de sedimentare în care s-au depus aceste organisme, constituie un domeniu important şi modern al geologiei care se numeşte **paleoecologie** (Foto 18). Fosilele şi depozitele bioclastice alcătuiesc **falune**, când ele rămân mobile, sau devin **lumaşele** când sunt cimentate prin diageneză. Frecvent, lumaşelele sunt cunoscute prin cimentarea cochiliilor de lamelibranchiate, gasteropode, brechiopode şi au vârste geologice diferite.

Creta poate fi considerată un lumaşel, dar numai din organisme planctonice, cum ar fi foraminiferele (globigerine), flagelatele (coccolithophoridee). Prezenţa uneori în cretă şi a organismelor bentice (briozoare, moluşte echinide) arată că în general creta este un depozit de platformă şi nu de profunzime. În regiunile calde şi în mările puţin adânci se dezvoltă organisme coloniale animale precum coralii şi briozoarele şi vegetale, de tipul algelor calcaroase (*Lithothamnium*).

Toate aceste organisme sunt hermatipice şi dau mase importante de calcare recifale cu textură masivă. Pentru recifii coralieri, care sunt asociaţii biologice complexe, în care în mod obligatoriu sunt prezente specii de *Anthozoare*, sunt necesare anumite condiţii de temperatură, salinitate şi lumină.

Scanned with OKEN Scanner

Temperatura apei trebuie tot timpul să depăşească 18°C, optim între 25° şi 30°C. Lumina este necesară pentru dezvoltarea normală a organismelor coraligene, dar şi pentru simbioza dintre aceste organisme şi algele unicelulare verzi ce trăiesc pe aceşti recifi la adâncimea limită de 30-40 m. Apele în care se dezvoltă recifii trebuie să fie agitate şi limpezi sau transparente iar salinitatea să nu scadă sub 27‰. În dreptul estuarelor râurilor unde aportul de apă dulce este mai mare, recifii coralieri lipsesc, ceea ce dovedeşte că apa dulce este defavorabilă dezvoltării lor.

Coralii proliferează pe un suport solid, stâncos, dar în apele foarte calme ei se dezvoltă pe fundurile nisipoase.

Reciful coraligen este un biotop particular; aici trăiesc numeroase specii de peşti, alge calcaroase incrustante, moluşte cu cochilii groase, ursini cu radiole mari, stele de mare, ophiuride. Coralii propriu-zişi sunt reprezentaţi prin polypieri rămuroşi, sfere mari de *Meandrine* şi *Astree*, ciuperci sau cocarde de Fungi. Forma recifilor coraligeni este foarte variată. Principalele tipuri de recifi sunt: atoli, recifi barieră şi recifi de bordură, ultimii fiind foarte aproape de ţărm, având aspectul recifilor de barieră franjuraţi ce bordează coastele mărilor şi oceanelor din zonele calde (de exemplu, Insulele Seychelle şi Antilele Mari).

Recifii barieră sunt întâlniţi în general la marginea şelfului, sunt discontinui, fiind întrerupţi de culoare marine sau adevărate strâmtori, ceea ce le dă un aspect morfologic franjurat. Sunt amplasaţi de la câteva sute de metri până la câţiva kilometri în larg, faţa lor exterioară fiind dantelată. Un exemplu tipic îl reprezintă Marea Barieră Australiană din estul continentului cu acelaşi nume, ce se întinde pe o lungime de 1500 km. De asemenea, centura Noii Caledonii reprezintă un exemplu de recifi barieră. În regiunea Sabana-Camaguey în NE Cubei se întâlneşte iar o barieră de recifi ce se întinde pe 400 km (Fig. 196 şi Fig. 47).

Atolii sunt insule coraligene în formă de inel care închid în interior o arie circulară de apă, asemenea unei lagune puţin adânci (Fig. 47). Dimensiunile atolilor sunt variabile, de la câteva sute de metri la zeci de kilometri. Lăţimea coroanei recifului variază de la câţiva zeci de metri la câteva sute de metri, iar înălţimea de 2-3 m. Panta exterioară a atolului se continuă cu o plajă şi apoi cu o platformă, inundată adesea de maree, apoi se termină cu o pantă abruptă către larg, adesea de 45°. Pe această pantă activitatea coraligenă este intensă, favorizând ridicarea substanţelor nutritive prin procesul de curenţi ascendenţi (*upwelling*). Pe panta aceasta se depune frecvent creta (*laptele de coral*) provenită din distrugerea permanentă a algelor de tip *Lithothamnium* datorită acţiunii erozive a valurilor. În

Scanned with OKEN Scanner

interiorul atolilor, în laguna cu ape linştite, se depune la fund un mâl alb, fin, care prin litificare dă plăci centimetrice de calcare „litografice". Cel mai cunoscut tip este calcarul de Solenhofen, de vârstă jurasică în care s-au păstrat urme fine de viaţă (meduze) şi primele resturi de păsări (*Archaeopteryx*).

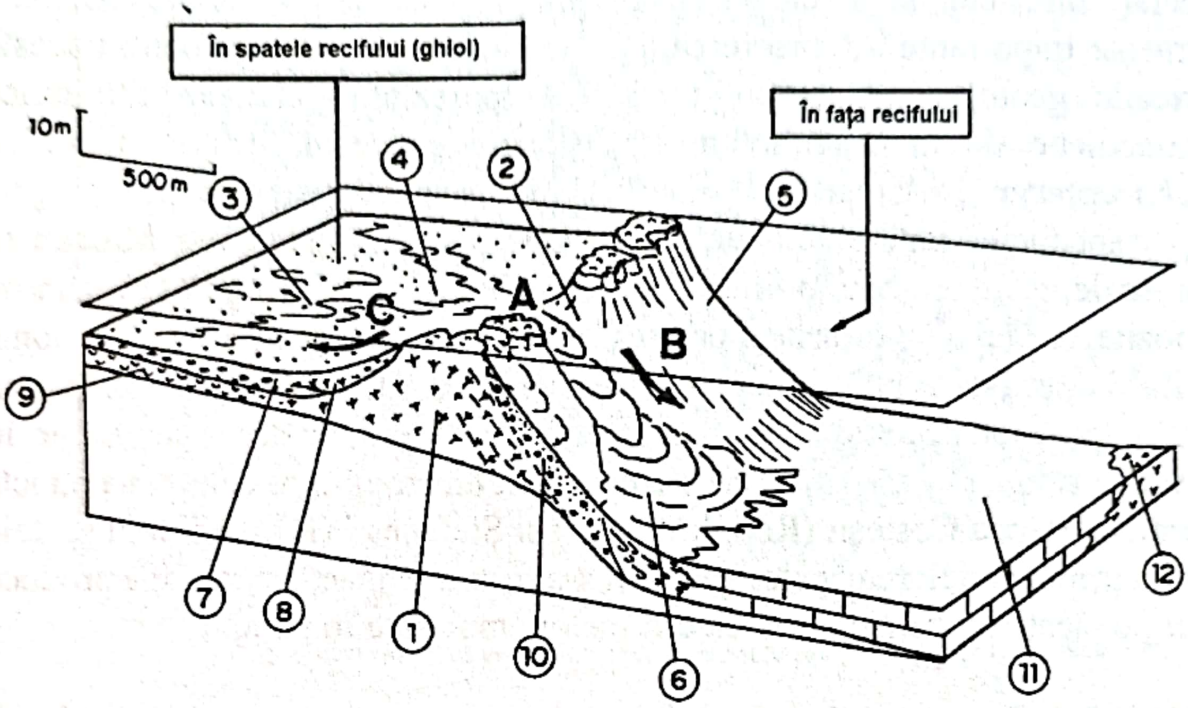


Fig. 196 Schema unui recif barieră (reciful oxfordian de la Yonne, după Mégnien şi Turland, modificată de Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995). A: barieră recifală în construcţie: polipieri masivi şi ramificaţi, lithothamnieni (1). B: tranzit sedimentar (depozite carbonatice (6) pe taluzul din faţa recifului). C: tranzit sedimentar din spatele recifului. (2) trecere; (3) platforma din spatele recifului sau lagună a cărui sol este plan; (4) şenalul de maree; (5) taluz extern; (7) calcirudite coraligene interne; (8) mici bioherme (knolls); (9) biostrome de polipieri lamelari; (10) calcirudite coraligene din faţa recifului; (11) sedimentaţie marnocalcaroasă de mare adâncă (depozite micritice); (12) coloană de spongieri.

Recifii de tip atol se sprijină pe un fundament tare, stâncos. Adesea ei se dezvoltă pe aparatele vulcanilor stinşi şi erodaţi de tip **guyot**. În aceste cazuri coroana atolului urmăreşte marginea aparatului vulcanic erodat. Prin coborâre lentă izostatică, calcarele recifale ale atolilor pot atinge grosimi de sute de metri (de exemplu, Insula Christmas, Funafuti etc.), iar pe partea lor superioară se pot observa trape ce marchează modificări terestre de nivel a mărilor în timpul glaciaţiilor cuaternare (Arhipelagul Tuamoto din centrul Oceanului Pacific).

Recifii fosili se găsesc sub formă de formaţiuni recifale fosile, masive, nestratificate, posibil proveniţi din atoli. Acestea sunt bioherme. Ei sunt

Scanned with OKEN Scanner

proeminenţi în raport cu depozitele de aceeaşi vârstă, iar eroziunea plio-cuaternară i-a scos şi mai pregnant în relief. Primele formaţiuni recifale se cunosc încă din Precambrian, sub formă de stromatolite (Foto 12), provenind se pare de la alga albastră *Collenia*. Ulterior, în Devonian, recifii ating maximul de extensiune în Paleozoic. În Mezozoic, Triasicul şi în special Jurasicul sunt caracterizaţi prin importante depozite recifale, elemente importante în aprecierea caracterelor paleoclimatice pentru aceste perioade geologice. Exemplul clasic îl reprezintă calcarele litografice Portlandiene de la Solenhofen din Bavaria cu resturile primei păsări, *Archaeopteryx*. În Cretecicul superior, în Europa de Sud se dezvolta un important facies pararecifal, urgonian. Ulterior, în Paleogen şi Miocen se cunosc depozite recifale în diferite zone ale lumii. La noi în ţară se recunosc depozite recifale în diferite perioade geologice. Este demn de menţionat reciful barieră de vârstă Badeniană ce porneşte din Galiţia, ajunge la Prut la localitatea Ştefăneşti şi apoi dispare. Prutul a erodat acest recif, iar în perioada actuală în această zonă s-a construit un baraj între cele două puncte riverane, Stânca Costeşti (Rep. Moldova) şi Ştefăneşti (România), în spatele căruia prin acumularea apelor Prutului s-a format un lac, a cărui apă produce energie electrică prin antrenarea turbinelor amplasate în baraj.

11.4.3.3. Domeniul de taluz şi glacis

Depozite batiale sunt dezvoltate pe taluzul continental şi sunt reprezentate prin mâluri relativ subţiri. Viteza de depunere a acestora este de 50-200 mm/mileniu, iar valorile excepţionale se întâlnesc în golful Californiei reprezentând 2 mm/an. Aceste mâluri sunt sărace în microorganisme, în afara unor anelide limnivore şi sunt alcătuite din pelite argiloase şi marnoase, majoritatea provenind de pe continent; de aceea poartă denumirea de **mâluri terrigene**. Variaţia vitezei de sedimentare şi ritmul de depunere poate fi observat în Marea Neagră (Fig.197). Datorită faptului că prezenţa microorganismelor este săracă, dar totuşi sesizabilă (sunt prezente testurile organismelor planctonice căzute după moarte), aceste mâluri mai poartă denumirea de **depozite hemipelagice**. O separare a acestor mâluri se face după culoare, detaşându-se principalele tipuri:

- **Mâluri roşii** alcătuite în special din argile (hidrosilicaţi de aluminiu) cu pigmenţi de oxid feric, descompuse parţial în silice şi hidroxizi de aluminiu. Ele provin din soluri lateritice, erodate şi transportate până în această zonă, fiind prezente în mod normal în mările şi oceanele calde (Golful Guineii, Marea Caraibelor, largul litoralului Amazonului). În urma diagenezei, ele

Scanned with OKEN Scanner

dau argile şi marne roşii (de exemplu, în România, marnele senoniene de Gura Beiliei).

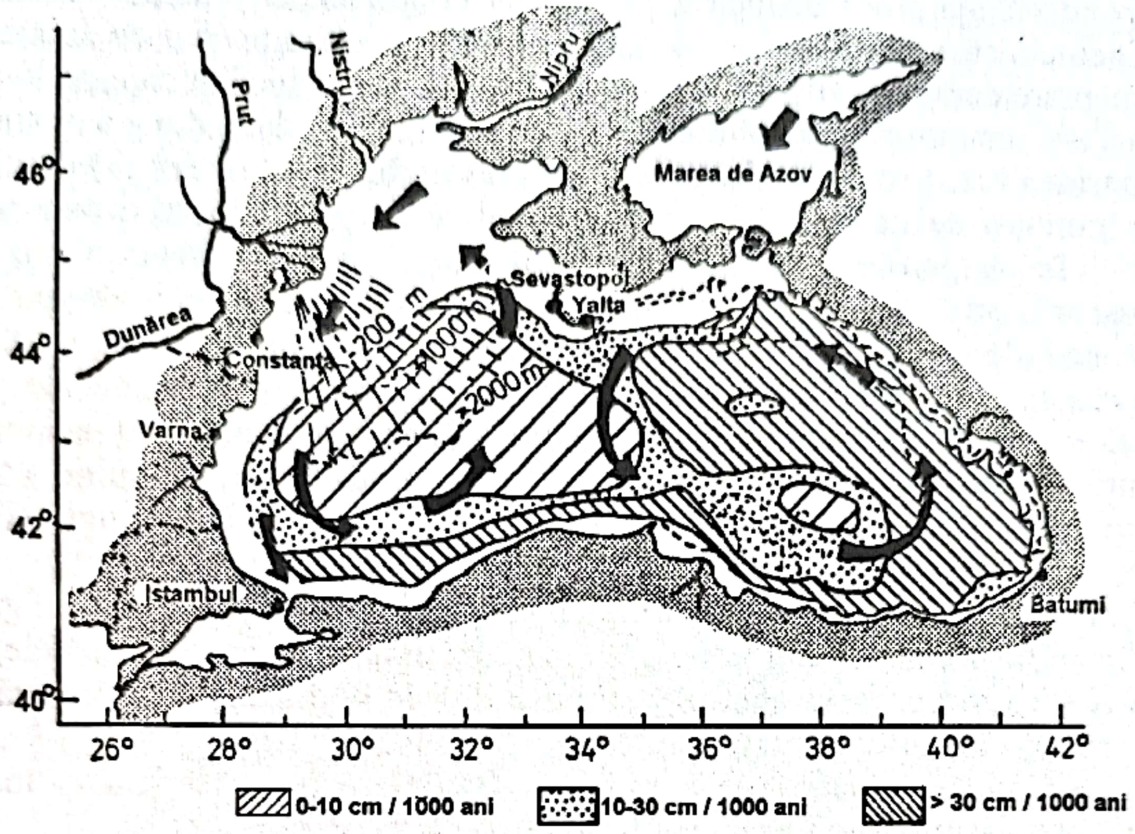


Fig. 197 Variaţia vitezei de sedimentare (în cm/1000 ani) din zona batială şi abisală a Mării Negre (după D. A. Ross et al., 1970, fide V. Lăzărescu, 1980), indicând delta submarină prelungită cu conul abisal al Dunării şi principalele direcţii de curenţi marini.

- **Mâlurile verzi** au culoarea verde fiind determinată de oxizi feroşi sau de glauconit.

- **Mâlurile negre** constituie uneori sapropeluri, adică pelite actuale, bogate în materie organică pe cale de descompunere, degajând hidrogen sulfurat (H_2S) şi alte gaze. Sapropelul (studiat prima oară de H. Potonié în 1905 în Lacul Sczeczin din Germania (Stettnin), azi în Polonia) conţine 50% materie organică dintre care sterolii reprezintă un component principal. Aceştia provin din dezvoltarea explozivă a dinoflagelatelor, care, căzând pe fundul bazinelor acvatice după moarte, sunt acoperite de mâluri şi în condiţii anorganice generează sapropelul. Aceste sapropeluri au dat naştere la roci mame de petrol de tipul şisturilor disodilice întâlnite în Carpaţii Orientali (zona de fliş paleogen) şi în zona adâncă a Mării Negre, în foraje. În alte situaţii mâlurile negre provin din cinerite vulcanice, cum este cazul pantelor adânci din jurul arhipelagului Insulelor Azore.

În zona piemontului abisal (ridicarea continentală) există o denivelare importantă, între 2.000 şi 4.000 m, prin care se face racordarea între

domeniul batial şi cel abisal. Astfel, taluzul continental şi glacisul de aici se prelungesc până la 5.000 m, locul unei importante instabilităţi sedimentare. Începând cu marginea adâncă a platformei continentale, taluzul, ridicarea continentală cu glacisul de aici, toată această zonă este acoperită de depozite sedimentare denumite **turbidite**, ce au o stratificaţie ritmică în care pe lângă mâluri se recunosc şi sedimente mai puţin fine, erodate din canioanele submarine (vezi text pag. 322). Termenul de **turbidity flow** (engl.) explică exact curenţii de turbiditate, adică un amestec de particule de dimensiuni diferite în suspensie într-un lichid turbulent. Tot acest material ce se deplasează prin curenţi gravitaţionali sau curenţi de turbiditate pot fi declanşaţi de seisme, de mişcări tectonice, de greutatea proprie sau de afânarea sau înfoierea materialului de pe pantă, datorită producţiei de gaz sau hidratarea evaporitelor. Sedimentele alunecă pe pantă sau urmează cursurile canioanelor submarine, la baza cărora se depun, alcătuind vaste conuri submarine depuse în evantai, denumite şi **deep sea fans** (engl.) (Fig. 183).

Turbiditele prezintă serii secvenţiale diferite, denumite pozitive, la gura canioanelor submarine (turbidite cu o mare energie, ce îngroapă canalele) şi negative, către periferia conurilor abisale (turbidite distale, fine la bază şi mai grosiere în partea superioară).

Pe o pantă submarină descrescătoare (taluz) se poate separa în masa sedimentară în mişcare, următoarea structură:

- sedimente de prăbuşire sau de surpare (*rocks-fall*), caracterizate prin depozite de blocuri, mai mult sau mai puţin sparte şi de formaţiuni de breccii haotice.
- mase alunecătoare (*sliding*) reprezentate prin blocuri izolate (olistolite) alunecate la distanţe de mai mulţi kilometri, înglobate în masa turbiditică sau enorme curgeri brecciforme, olistostrome sau chiar klippe, sau veritabile pânze sedimentare.
- alunecări acompaniate de deformări (*slumping*) reprezentate prin pliuri, falii, încălecări, asemănătoare rezultatelor fenomenelor tectonice.

Curenţii de masă (*mass flows*, Fig. 184 A) pot fi subdivizaţi în:

- curenţi de particule (*grain flow*), reprezentând curgeri granulare asemănătoare avalanşelor, ce dau sedimente masive (*avalanşite*).
- curenţii de debriuri (*debrite* sau *debris flow*) reprezentând amestecuri foarte heterometrice (de la pietrişuri la blocuri) toate unite printr-o matrice siltică. Prin cimentare dau conglomerate.
- curenţii fluizi, reprezentând particule foarte diluate ce alcătuiesc un sortiment de noroi în care apa este antrenată ascendent, realizându-se astfel o granoclasare pe orizontală şi pe verticală, funcţie de viteza curentului. Sedimentele rezultate sunt asemănătoare turbiditelor.

Trierea sau granoclasarea particulelor ce are loc în cursul deplasării unei mase turbiditice conduce la o secvenţă sedimentară denumită secvenţă

Scanned with OKEN Scanner

Bouma sau secvenţă turbiditică (Fig. 184). Această secvenţă, rar completă, corespunde, de la bază la partea superioară, unor strate depuse de un curent cu energie descrescătoare (Fig. 184 B).

Dacă curenţii de masă şi curenţii de turbiditate sunt perpendiculari pe marginea platformei litorale, ei se dezvoltă la piciorul taluzului prin curenţi paraleli ce conturează relieful oceanic (curenţi de contur; Fig. 183), ce se manifestă prin riduri (creste) şi megariduri (megacreste). Acestea se numesc **conturite**. Asemănarea dintre conturite şi turbidite distale trebuie să ducă la o prudenţă în interpretările paleogeografice. Pe măsura acumulării de sedimente, acestea avansează dinspre taluz către larg, alcătuind aşa-zisa „câmpie piemontană submarină". Prin acest fenomen de progradare, astăzi aceasta ajunge la 60 km vest de ţărmul Gasconiei, iar în Eocen se afla la 140 km spre est. Astfel, progradarea s-a manifestat aici pe 200 km în 50 milioane de ani.

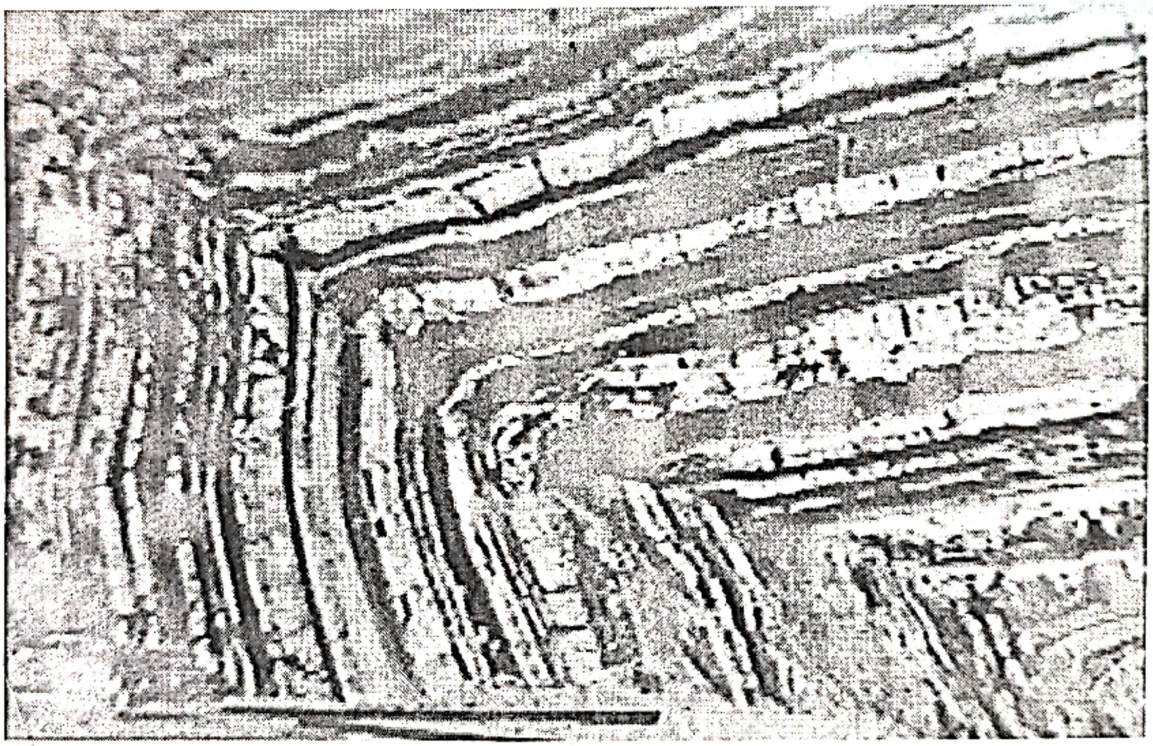


Fig. 198 Flişul senonian inferior de la punctul Ste-Barbe din St.Jean-de-Luz. Materialul cutat de flanc normal, înclinat spre NV, este constituit dintr-o alternanţă de calcare în plăci cu silexuri rubanate, având intercalaţii fine grezoase sau microbrecioase şi strate de marne grezoase mai mult sau mai puţin dure, care arată frecvente urme de „disarmonie" (umplutură de strate marnoase, cu axul în chevron (căprior) al cutelor calcaroase). Ritmicitatea şi granulometria sunt cele ale unui depozit de câmpie abisală din vecinătatea unui con submarin (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995; Ch. Pomerol et al., 2002).

Astăzi există tendinţa ca mâlurile argiloase, în general, să fie caracterizate după tipurile de silicaţi de aluminiu care domină (illit, montmorillonit, caolinit, clorit etc.), pe baza cărora se încearcă explicarea

Scanned with OKEN Scanner

comportării şi originii acestor mâluri. Pe baza determinărilor granulometrice cantitative, de exemplu, rezultă că mâlurile hemipelagice au o granulaţie medie de peste 0,005 mm şi că peste 25% din masa lor au o origine terrigenă neritică sau vulcanogenă.

11.4.3.4. Domeniul bazinelor şi foselor oceanice

Sedimentarea din acest domeniu este atribuită depozitelor abisale sau pelagice. Sedimentele abisale au fost multă vreme considerate ca fiind alcătuite numai din resturi de organisme calcaroase şi silicioase, provenite din testurile planctonului marin de larg, la care se adaugă produsele de alterare ale curgerilor de lave submarine. La acestea se adaugă puţine pulberi cosmice şi piese din scheletul organismelor nectonice (dinţi şi otolite de peşti). Ulterior, s-a constatat că un procentaj de sub 25% este alcătuit din granule foarte fine de origine terigenă neritică sau provenite din erodarea taluzului continental. O cantitate importantă de sedimente provine din detritusul glaciar, transportat de iceberguri (ex. în jurul Antarcticii) (Fig. 199).

În mâlurile abisale organice se constată o zonare în adâncime deoarece apa oceanică are o putere de dizolvare ce creşte cu adâncimea, datorită creşterii presiunii, iar limita de compensare teoretică CCD (Calcite Compensation Depth), adică adâncimea la care dizolvarea egalează aportul de materie organică, pentru $CaCO_3$ se găseşte la 4.500 m în Oceanul Pacific şi de 5000 m în Oceanul Atlantic, iar a silicei, $SiO2 \cdot nH_2O$, este la peste 5.000 m (Fig. 200). Din figură se observă că prin trasarea liniei lisoclinale, care indică variaţia dizolvării în raport cu adâncimea apei, rezultă că de la 3000-3500 m în jos, puterea de solubilizare a carbonatului de calciu creşte foarte rapid. Astfel se poate explica de ce mâlurile calcaroase (cu globigerine sau cu pteropode) nu se găsesc la adâncimi mari (Fig. 92).

Între adâncimile de 3.500 şi 4.000 m sunt frecvente doar mâlurile silicioase cu diatomee în zonele oceanice subpolare şi cu radiolari, în zonele cu oceane calde. Se poate trage concluzia că, faţă de apele de suprafaţă, apa de adâncime a oceanelor este nesaturată în $CaCO_3$. Solubilitatea prea mare a CO_2 şi producţia prea slabă de $CaCO_3$ este remontată de curenţii profunzi purtători de substanţe nutritive (*upwelling*) ce ridică productivitatea bentică ca urmare a creşterii în CO_2 mai mult decât

Scanned with OKEN Scanner

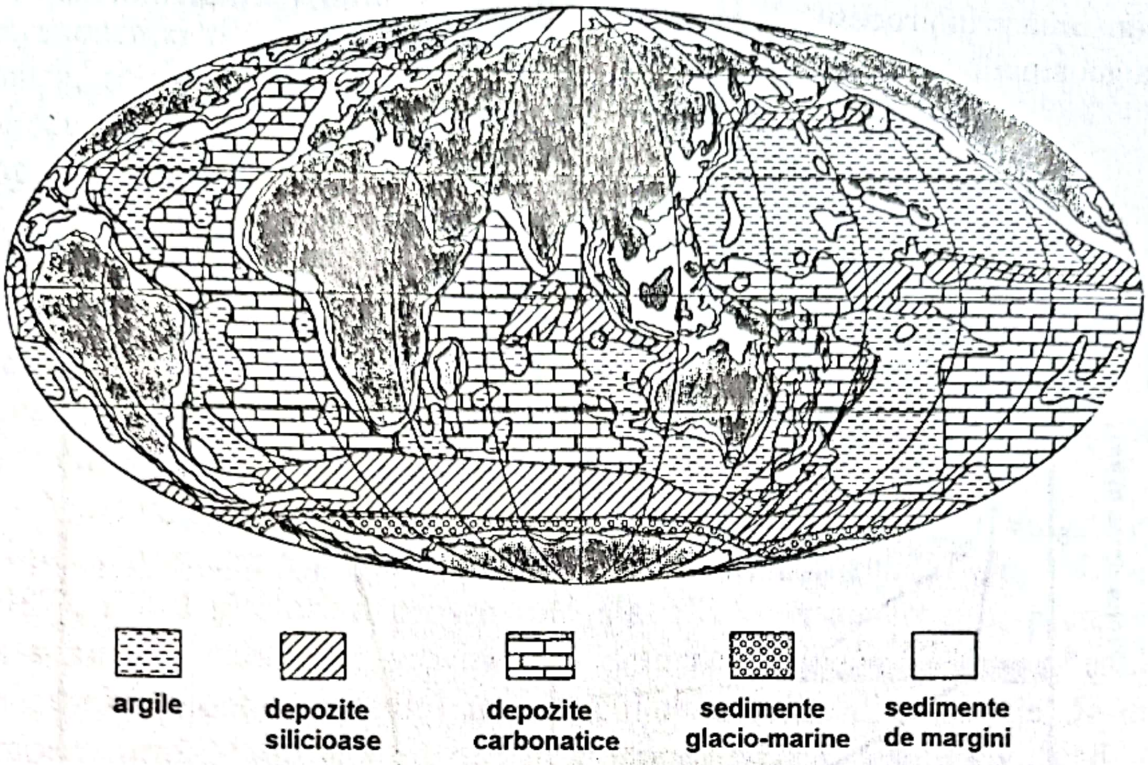


Fig. 199 Reprezentarea principalelor tipuri de sedimente în oceanele actuale (după Berger, în Kennet 1982, fide Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

rezerva diminuată de carbonaţi. Bineînţeles, nu există sedimente calcaroase acumulate sub CCD, ce reprezintă o indicaţie batimetrică preţioasă pentru seriile sedimentare vechi.

Cercetarea grosimii şi vârstei sedimentelor organice abisale sub-actuale (engl. *ooze*,) arată că ele se acumulează cu viteze diferite: între 5-50 mm/mileniu pentru mâlurile calcaroase şi între 2-10 mm/mileniu pentru mâlurile silicioase. Diferenţa ritmului de depunere se poate explica nu numai prin diferenţa de biomasă în plancton, dar şi prin aceea că la microorganismele silicioase, mai mici şi cu densitate mai scăzută, viteza limită de cădere în apă este foarte redusă şi, de aici, durata timpului cât ele se deplasează spre fund şi sunt supuse dizolvării este mult mai mare.

S-a crezut multă vreme că depozitele de cretă sunt de origine abisală, fiind echivalente mâlului cu globigerine. Pe baza unor studii mai amănunţite, în cretă s-au găsit spiculi de spongieri şi fragmente de echinide, care sunt indicii că acesta a constituit un depozit neritic fin. De asemenea, s-a demonstrat că jaspurile provin din radiolarite dezvoltate printr-o explozie de microfaună silicioasă în apele alcalinizate cantonate deasupra curgerilor vulcanice submarine, chiar şi la adâncimi mai mici. Se poate spune că atât argila roşie abisală, cât şi celelalte mâluri din această zonă nu au echivalente geologice sedimentare continentale. Ele fac parte din covorul rulant al oceanelor, care

Scanned with OKEN Scanner

se consumă prin procesul de subducţie sau intră în zona de metamorfism din baza geosinclinalelor.

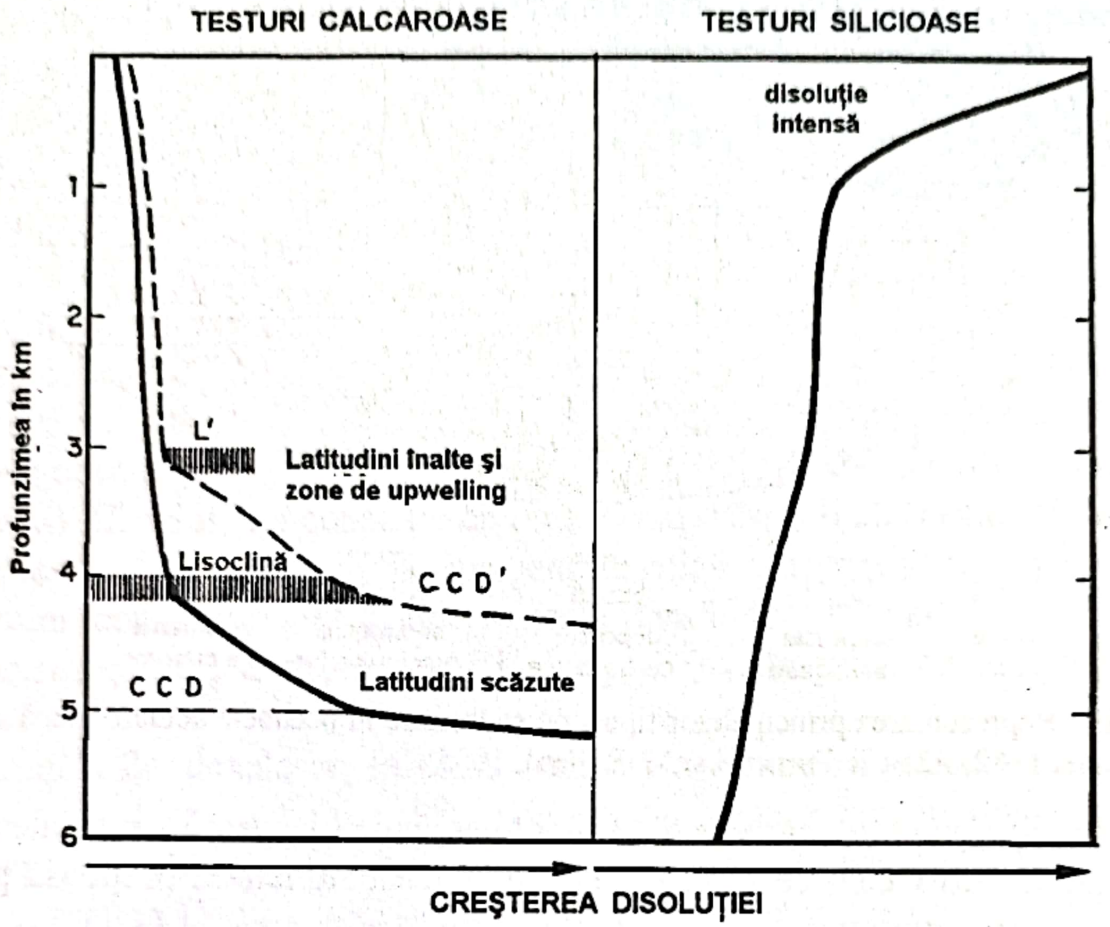


Fig. 200 Curbele de disoluţie a testurilor calcaroase şi silicioase. Creşterea CCD-ului la latitudini înalte şi zonele de upwelling, este observată în special la o mai puternică concentrare în CO_2 în apele reci şi în cele foarte productive apropiate de continent (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Între sedimentele calcaroase se pot distinge:

- **Mâluri cu foraminifere**, foarte frecvente în Oceanul Atlantic. Ele conţin 30-90% $CaCO_3$, au culoarea alb-gălbuie (uscate) şi gri deschis (în stare umedă) şi au viteza de cădere de 2 cm / sec.

- **Mâluri cu nannofosile calcaroase**, în special *Coccolithophoridee*. Au dimensiuni de o zecime de micron până la 1 mm şi o viteză de cădere redusă, rămânând în suspensie mai mulţi ani. Datorită plutirii îndelungate sunt încorporate în pelotele fecale ale animalelor consumatoare de plancton.

- **Mâluri cu pteropode, heteropode, gasteropode**, cu cochilii aragonitice foarte solubile, fragile cu dimensiuni variabile (0,05-10 mm) ce nu depăşesc 2.000 m adâncime.

- **Mâlurile silicioase** sunt constituite din resturi de organisme planctonice vegetale cu test silicios (radiolari). O saturaţie slabă în silice a apelor

Scanned with OKEN Scanner

superficiale (1 ppm atunci când solubilitatea poate atinge 120 ppm) antrenează o disoluţie intensă a silicei la adâncimi mici (Fig. 200). Din contră, solubilitatea silicei este diminuată la temperaturi joase şi presiuni ridicate, astfel că sub limita CCD sedimentarea silicei întruneşte condiţii importante, depăşind zonele de disoluţie superficiale.

- **Mâlurile cu diatomee** predomină în mările reci ca centura periantarctică, Oceanul Pacific de Nord, Marea Behring.

- **Mâlurile cu radiolari** predomină în zonele marine şi oceanice din centura periecuatorială, în special în Oceanul Pacific şi discontinuu în Oceanul Indian. Local, zonele cu upwelling favorizează sedimentarea Radiolarilor (ex. golful Californiei).

- **Mâlurile argiloase** sunt alcătuite din acumulări de minerale argiloase. Originea principală a acestor argile este cea continentală. După Chamley (1987), illitul şi cloritul provin mai ales din alterarea rocilor plutonice şi metamorfice; caolinitul provine din solurile levigate de climat cald, iar smectitele (montmorillonitul în particular) provine din solurile de climat temperat arid. Mâlurile argiloase sunt abundente în Oceanul Pacific de Nord şi în apropierea Americii de Sud (Fig. 199). Astfel, mineralele argiloase puţin diagenizate din seriile geologice sedimentare vechi reprezintă indicatori preţioşi pentru reconstituiri paleogeografice.

- **Mâlurile organice negre** se depun în mediul reducător, cum sunt rifturile sau bazinele vaste cu sedimentare calcaroasă şi detritică slabă (ex. Marea Neagră). Aceste mâluri negre sapropelice devin prin diageneză şisturi negre (*black shales*) sau roci mame de petrol.

- **Argila roşie abisală** are o culoare roşie-brună (ruginie), cu aspect onctuos, se întâlneşte la adâncimi de peste 4.500 m şi este alcătuită din minerale argiloase (85%), granule cosmice, praf vulcanic, micronoduli de zeoliţi (în special de phillipsit) şi concreţiuni centimetrice de oxizi de mangan (10-20% Mn şi Fe). Culoarea roşie a argilei abisale este pusă pe seama apei reci, de origine polară, oxigenată la suprafaţă în zonele din care a provenit şi la care oxigenul s-a consumat în procesele de alterare a curgerilor de lave vulcanice submarine, foarte active chimic. În aceste argile apar şi dinţi de peşti, nedizolvaţi datorită emailului şi otolite (piese timpanice de peşti), insolubile, precum şi granule de cuarţ eoliene.

Viteza de depunere a argilei abisale este extrem de redusă (1-2 mm/mileniu). Această argilă reprezintă un depozit oceanic tipic comprehensiv, adică o formaţiune în care pe un interval litostratigrafic subţire sunt reprezentate mai multe unităţi de timp geocronologic (ex. 50-100 m pentru întreg Terţiarul). În urma analizei argilei roşii abisale actuale,

Scanned with OKEN Scanner

se observă dominaţia montmorillonitului şi a illitului, din care ultimul pare a avea origine terigenă, argumentată şi de vârsta radiogenică de 200 milioane de ani în Oceanul Pacific. Argilele abisale terţiare din acelaşi ocean au o altă compoziţie mineralogică, mineralele argiloase ale acestor depozite reflectând istoria tectonică globală.

- **Nodulii polimetalici** sunt alcătuite în principal din oxizi şi sulfuri de Cu, Ni, Mn şi au greutăţi ce variază de la câteva grame la sute de kilograme (Fig. 201). Originea lor este permanent discutată, fiind apreciată ca fiind de levigare continentală, emisiuni vulcanice şi hidrotermale submarine, concreţiuni chimice sau biochimice. În mod particular, sunt abundente în Oceanul Pacific, unde ocupă o suprafaţă foarte mare şi în triunghiul arhipelagul Insulelor Marchize - Hawaii - California. Exploatarea lor pune încă multe probleme tehnice care momentan nu pot fi depăşite.

- **Sedimentele hidrotermale** sunt întâlnite pe ridurile medio-oceanice. Sunt alcătuite din sulfuri şi oxizi metalici de Fe, Mn, Cu, Cr, Pb, Zn şi formează incrustaţii şi edificii locale (Fig. 48 ; Foto 7 şi 8). Aceste depuneri hidrotermale participă la geneza nodulilor polimetalici.

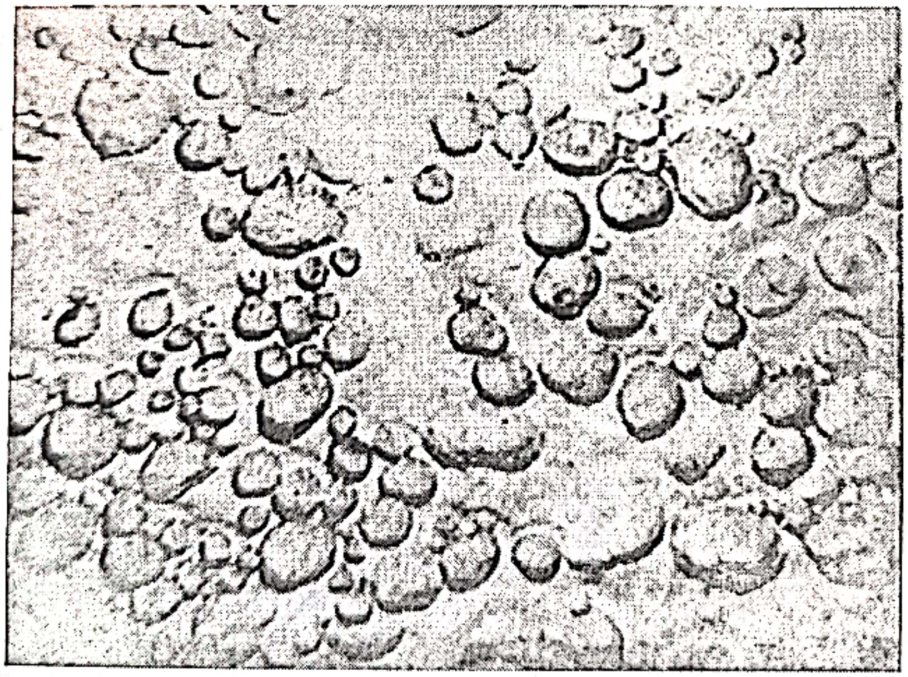


Fig. 201 Noduli de mangan fotografiate de la 5.100 m în vestul Oceanului Atlantic. Câmpul aparatului înglobează aproximativ 2 m în lăţime. Nodulii au deci o dimensiune mare (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

- **Praful vulcanic** este transportat de vânt (clasa arenitelor şi a lutitelor) a cărui acumulare constituie depozitele de piroclastite.

- **Praful deşertic**, în particular cel din Sahara, care se depune în aceste zone abisale adus de vânt şi care reprezintă cantităţi de milioane de tone în Oceanul Atlantic.

Scanned with OKEN Scanner

- **Praful cosmic şi micrometeoriţii** sunt estimaţi ca având un aport de 30.000 tone anual. Aceste sedimente extraterestre îngreunează Terra cu 30 miliarde de tone la un milion de ani, ceea ce nu este deloc neglijabil.

- **Sedimentele glacio-marine** sunt foarte heterometrice, de la minerale argiloase la enorme blocuri eratice, bine reprezentate în jurul Antarcticii şi Groenlandei. Ele sunt depuse departe de sursa lor continentală, fiind transportate de iceberguri.

Viteza de sedimentare pelagică variază şi, aşa cum arătam mai sus, ea se manifestă prin depuneri între 1 mm şi 10 cm la 1000 ani. În Jurasic depunerile au fost de 20-50 mm la 1000 de ani, respectiv 20-50 m la 1 milion de ani în platforma carbonatată a Bazinului Parisian.

- **Sedimentele hadale** (hiperabisale) ale foselor oceanice au un fundament de depozite abisale obişnuite care repauzează pe un soclu de vulcanite bazice, denumite şi fundament „acustic" la care viteza sunetului depăşeşte 2 km/s. S-au extras carote mecanice din Fosa Aleutinelor şi din Fosa Peru-Chile (Atacama). Datele seismometrice arată că şi în alte fose situaţia este asemănătoare din punctul de vedere al vitezelor de transmitere a undelor. În urma analizelor carotelor rezultă că sedimentele predominante sunt reprezentate prin argile roşii şi silturi peste care sunt depuse turbidite siltice şi nisipoase, redistribuite pe lungul fosei, de-a lungul unui canal axial sau dispus mai aproape de marginea dinspre continent. Pe flancul intern, cel abrupt al foselor, sedimentele sunt afectate de pornituri care se deplasează spre canalul axial. Pe flancul extern, cel dinspre ocean, se observă aporturi secundare de sedimente aduse din zona platformei oceanice. În medie se apreciază că viteza de depunere a sedimentelor hadale este cu un ordin mai mare decât a celor abisale obişnuite. Distribuţia sedimentelor tinere arată un caracter uşor asimetric al profilului transversal de suprafaţă al foselor, caracter posibil a se menţine şi la nivelul fundamentului. Faptul acesta sugerează că asimetria transversală, observată la mai multe geosinclinale actuale de tip „continental rise", se manifestă şi la avanfose, atribut care se aplică şi regiunilor pregeosinclinale de genul foselor.

11.4.4. Transgresiuni şi regresiuni marine

În procesul de sedimentare marină, se constată că au existat perioade de extindere a ariei de sedimentare denumite **transgresiuni** şi perioade de regres a mării, denumite **regresiuni**.

Scanned with OKEN Scanner

Din examinarea evoluţiei unei transgresiuni se constată că, la fiecare avansare a mării, la ţărm se depun sedimente grosiere, alcătuite din pietriş, datorită unei puternice eroziuni efectuată de această avansare marină pe uscat. Înspre larg, depunerile sunt din ce în ce mai fine, alcătuite din nisipuri, mâluri şi calcare. Rezultă că la un moment dat se depun sedimente sincrone, dar cu litologie diferită, denumite *sedimente heteropice* care se extind succesiv asupra uscatului. Acest fapt duce la situaţia ca pietrişurile din fruntea unei transgresiuni, transformate în conglomerate, să fie din ce în ce mai noi către interiorul continentului (*heterocrone* sau *diacrone*) şi să fie acoperite de sedimente mai fine care depăşesc arealul de sedimentare a pietrişului. Dacă se întocmeşte o coloană litologică – pentru a urmări o succesiune pe verticală a sedimentelor în urma unei transgresiuni –, se constată că acestea încep la bază printr-un conglomerat, ce acoperă prin discordanţă sedimente mai vechi, fiind acoperit la rândul lui de depozite succesive din ce în ce mai fine (Fig. 202 a). Succesiunea transgresivă indică prin urmare o adâncire a apei într-un punct sau zonă anume dată. Urmărind distribuţia areală a sedimentelor se poate constata că pe măsură ce sunt mai tinere ele se extind peste formaţiunile transgradate.

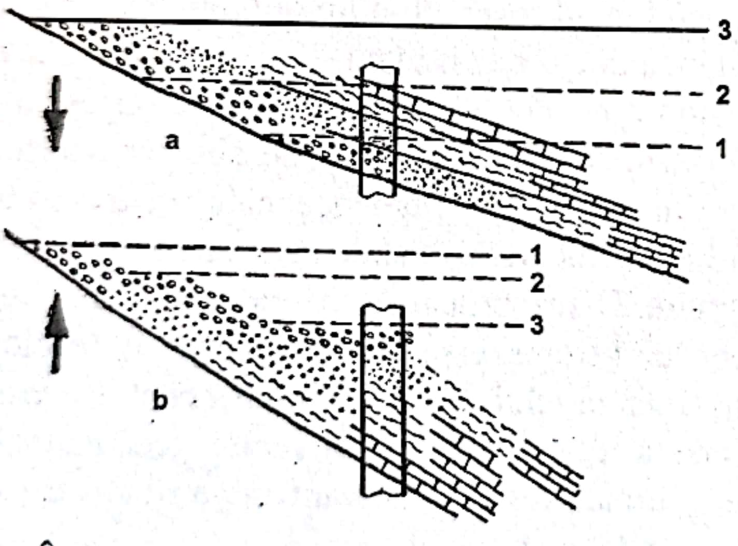


Fig. 202 Secţiuni schematice şi coloane stratigrafice ale unei transgresiuni (a) şi regresiuni (b) marine tipice cu indicarea a trei stadii de schimbare a nivelului apei (1, 2, 3) (după V. Lăzărescu, 1980).

În cazul unei regresiuni, situaţia este inversă, adică: într-o coloană litologică în bază încep sedimente mai fine, ce devin mai grosiere către partea superioară a coloanei. Aceste depozite în plan încep să-şi restrângă aria de răspândire (Fig. 202 b).

Din observaţiile făcute pe mai multe serii sedimentare, s-a constatat că nu întotdeauna depozitele cu succesiune stratigrafică transgresivă sunt din ce în ce mai extinse, iar cele regresive sunt cu areale mai restrânse. În urma acestor observaţii, tot mai mulţi specialişti asociază depozitele transgresive cu creşterea adâncimii apei marine, într-un anumit loc, fenomen reflectat şi

Scanned with OKEN Scanner

în succesiunea depozitelor de la cele grosiere în bază la cele fine, în partea superioară a unei coloane transgresive. Invers, se apreciază scăderea adâncimii apei marine într-un anumit loc, cu o coloană stratigrafică regresivă, ce porneşte în bază cu depozite fine şi se încheie în partea superioară cu depozite grosiere.

În acest domeniu se operează cu secvenţe depoziţionale, exprimate prin semnalul seismic specific acestora, reprezentând secvenţe seismice şi faciesuri seismice.

O secvenţă depoziţională reprezintă o unitate stratigrafică alcătuită dintr-o succesiune conformă de strate legate între ele genetic şi delimitate în partea superioară şi inferioară prin raporturi de concordanţă sau discordanţă. O secvenţă depoziţională poate avea grosimi diferite, de la câţiva metri la sute sau mii de metri. Pentru exprimarea modificării ariei de sedimentare se utilizează astăzi termeni anglo-saxoni. Astfel, pentru avansarea fenomenului depoziţional se utilizează termenii **overlap** şi **onlap**, exprimând extinderi pe suprafeţe slab înclinate, şi **uplap** pentru extinderi pe taluze, iar pentru retragerea fenomenului depoziţional se utilizează termenul **offlap**.

Astfel, în plan sedimentologic şi la scara timpului geologic, ridicarea nivelului mării combinată cu subsidenţa determină o transgresiune, provocând o aggradare sedimentară (*onlap*), care se traduce prin secvenţe depoziţionale pozitive, iar la coborârea nivelului marin, uneori mai puternică decât subsidenţa, se observă regresiunea, care stă la originea unei progradări continentale (*offlap*) ce corespunde unei secvenţe depoziţionale negative.

La limita superioară a secvenţelor depoziţionale, se poate observa o trunchiere erozională în care stratele se termină oblic, ca rezultat al înclinării stratelor către o suprafaţă orizontală de eroziune. De asemenea, termenul de **toplap** se referă la stratele iniţial înclinate faţă de limita superioară a unei secvenţe, ce până la urmă se termină contra acestei limite, datorită unui hiatus de depunere. Când stratele rămân în aceeaşi poziţie şi formă faţă de limita superioară, ele sunt considerate în concordanţă superioară (Fig. 203). După raporturile aceloraşi strate cu limita inferioară a unei arii sau secvenţe depoziţionale, se deosebesc următoarele situaţii: **onlap**, strate iniţial orizontale sau slab înclinate ce se termină progresiv contra unei suprafeţe şi ea iniţial înclinată, dar ulterior căpătând o înclinare mare; **downlap**, se referă numai la baza unei secvenţe depoziţionale, atunci când strate iniţial înclinate se termină cu înclinări din ce în ce mai mari. În opoziţie cu limita superioară, şi aici, la limita inferioară, când se conservă forma stratelor în raport cu această limită, există o concordanţă inferioară sau bazală (Fig. 204).

Scanned with OKEN Scanner

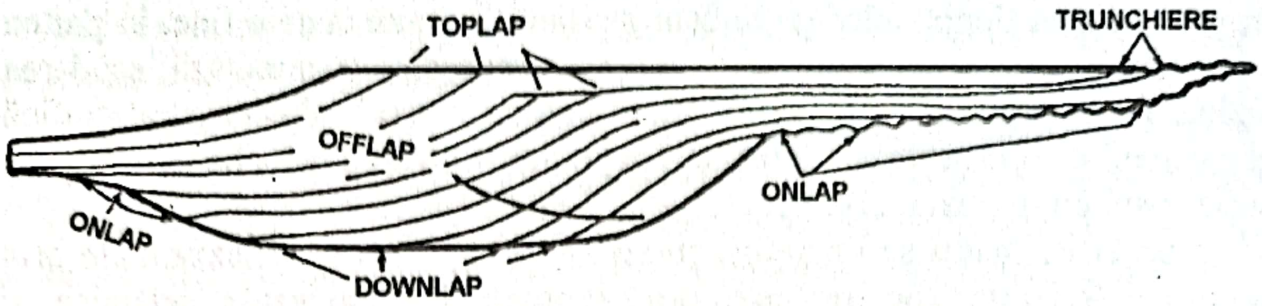


Fig. 203 Diferite tipuri de terminaţii de reflexii în raport cu limitele unei secvenţe. Relaţiile unei secvenţe faţă de celelalte învecinate, inferioare şi superioare, sunt complexe. În zonele certe, există non-conformitate (discordanţă acompaniată de hiatus sedimentar) realizată de eroziune, în altele realizată de non-depozitare. Cu toate acestea, în câteva părţi ale sistemului, secvenţele se succed în conformitate, fără hiatus (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995; Ch. Pomerol et al., 2002).

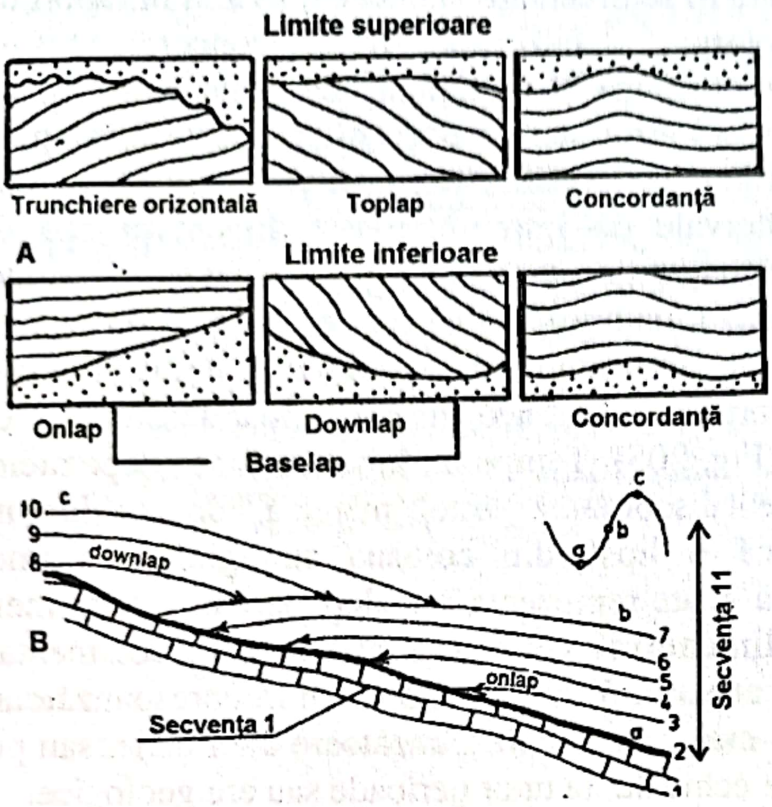
Se înţelege că în mod normal prin coborârea marginii uscatului sau a ridicării eustatice a nivelului mării se produc avansări transgresive. La fel, retragerile mării au caracter regresiv. Sunt însă cazuri de retrageri transgresive, atunci când prin mişcări de basculă se ridică zona de litoral, iar cea acoperită de largul mării se scufundă. În această situaţie apare o zonă îngustă periferică de retragere regresivă, în timp ce aria marină principală se restrânge şi se adânceşte. O astfel de situaţie, probabil, a existat la limita Jurasic-Cretacic pe marginile geosinclinalului carpatic, când s-a trecut de la regimul de depunere a calcarelor de Stramberg la cel al stratelor de Sinaia. În acest caz, o retragere transgresivă pe aria ei nu presupune o discordanţă marcată printr-un conglomerat de bază.

Sunt cazuri şi de avansări regresive, când zona de uscat coboară uşor, iar cea marină subacvatică se ridică. Ca exemplu se poate lua succesiunea depozitelor Pliocen-Cuaternar inferioare de pe marginea nordică a avanfosei carpatice, la vest de regiunea de curbură a Carpaţilor Orientali. În ansamblu, aici, formaţiunile Pliocene, ce se extind treptat peste zona orogenică, încep cu depozite salmastre, care trec în sus în depozite cu caracter de apă dulce şi se termină cu pietrişurile de Cândeşti.

Din analiza unui profil al depozitelor transgresive, se constată că ele corespund cu prima jumătate a unui ciclu de sedimentare, ce se aseamănă cu cel al unei stratificaţii generată de decantarea unui curent de turbiditate.

Dispoziţia ritmică a depozitelor transgresive este întâlnită în sedimentele de fliş şi molasă din centurile orogenice. Această situaţie a născut două ipoteze privind explicarea acestei dispoziţii. Un punct de vedere este cel tectonic – ce interpretează ritmicitatea sedimentării ca efect al unor mişcări verticale ale munţilor, adică ridicări rapide ce activează eroziunea, urmate

Scanned with OKEN Scanner



de scufundări lente sau stabilizate, ceea ce duce la scăderea energiei reliefului, cu consecințe în sedimentarea treptată a depozitelor mai fine.

Fig. 204 Tipuri fundamentale de terminații de reflexii utilizate în seismica stratigrafică :

A – după Mitchum et al. (1977) din Botezatu, (1982) ; B – schema de principiu a structurii unei secvențe seismice în relație cu nivelul marin ; a – lowstand ; b – sistem transgresiv ; c – highstand ; 7 – suprafața de nivel maxim a mării (după Grasu, 1997).

O altă ipoteză susține o origine turbiditică a stratificației ritmice. Dispoziția ritmică, după observațiile multor autori, se întâlnește pe multe scări de mărime, de la strate milimetrice la succesiuni de depozite groase de sute de metri. Sedimentarea ritmică poate avea și caractere complexe, cum este stratificația ritmică multiplă (engl. *multiple gradedbedding*) semnalată în Masivul Carpaților Polonezi. Ritmicitatea pe scară largă, ca exemplu, prezența intercalațiilor gresiei da Kliwa în depozitele disodilice din Carpații Orientali, poate avea o origine tectonică. La nivelul stratelor individuale de ordinul decimetrilor, ritmicitatea are probabil o origine turbiditică, iar la stratele centimetrice și milimetrice ritmicitatea poate avea la origine schimbările climatice locale, ciclicități anuale, furtuni majore sau alunecări submarine locale.

11.4.5. Concordanță și discordanță

În activitatea geologică de cercetare a succesiunilor stratelor într-o regiune, un rol important îl are stabilirea unei continuități în sedimentare, sau a unei discontinuități, corespunzătoare unor întreruperi de sedimentare sau hiatusuri, denumite **lacune de sedimentare**. Dacă între două formațiuni

Scanned with OKEN Scanner

geologice există o continuitate în sedimentare, atunci ele se află în raport de **concordanţă**. În marea majoritate a cazurilor, stratele concordante sunt paralele între ele, dar nu întotdeauna şi orizontale. Dacă un strat sau un complex de strate s-a depus peste un strat mai vechi sau peste formaţiuni geologice mai vechi, dar nu într-o succesiune normală şi continuă, ci cu un interval sau mai multe intervale de întrerupere a sedimentării sau de eroziune a stratelor sau formaţiunilor anterior depuse (hiatusuri), atunci raportul dintre stratele sau formaţiunile existente este de **discordanţă stratigrafică**. Spaţial, suprafaţa de eroziune ce separă formaţiunile (stratele) mai vechi de stratele (formaţiunile) acoperitoare poartă numele de **suprafaţă de discordanţă** (Fig. 205). Temporal, în succesiunea depozitelor sedimentare, suprafaţa de discordanţă este marcată de o **lacună stratigrafică** (hiatus), adică o lipsă din coloana stratigrafică a unor subdiviziuni. Această lacună poate reprezenta o nedepunere a unor termeni sedimentari (**lacună de sedimentare**) sau erodarea termenilor sedimentari depuşi anterior (**lacună de eroziune**). Intervalele de timp corespunzătoare lacunelor stratigrafice pot fi mai reduse, corespunzătoare unor etaje, sau pot fi mai mari, atunci când sunt echivalente unor perioade sau ere geologice.

11.4.5.1. Tipuri de discordanţe

Diferite tipuri de discordanţe provin din natura rocilor ce vin în contact după suprafaţa de discordanţă sau după poziţia relativă a stratelor ce vin în contact la limita suprafeţei de discordanţă. Astfel, în funcţie de primul tip, pot exista discordanţe între diferite pachete sau formaţiuni de roci sedimentare, între roci sedimentare şi vulcanite, între diferite formaţiuni sedimentare şi grupuri sau serii de roci magmatice sau cristaline şi discordanţe între vulcanite şi magmatite intrusive sau între vulcanite şi metamorfite. În cadrul celui de al doilea tip sunt cuprinse discordanţe paralele şi discordanţe unghiulare.

- ***Discordanţe paralele*** sau **concordanţe false** se întâlnesc în cazul când, faţă de suprafaţa de discordanţă, atât stratele superioare acesteia, cât şi cele inferioare sunt paralele. Discordanţa dintre ele este pusă în evidenţă de lacuna stratigrafică. Asemenea discordanţe sunt recunoscute în majoritatea discontinuităţilor proprii cuverturii sedimentare din Platforma Moldovenească şi din Platforma Dobrogei de Sud, zone în care s-au evidenţiat numeroase reveniri sau retrageri ale mării (Fig. 206).

Scanned with OKEN Scanner

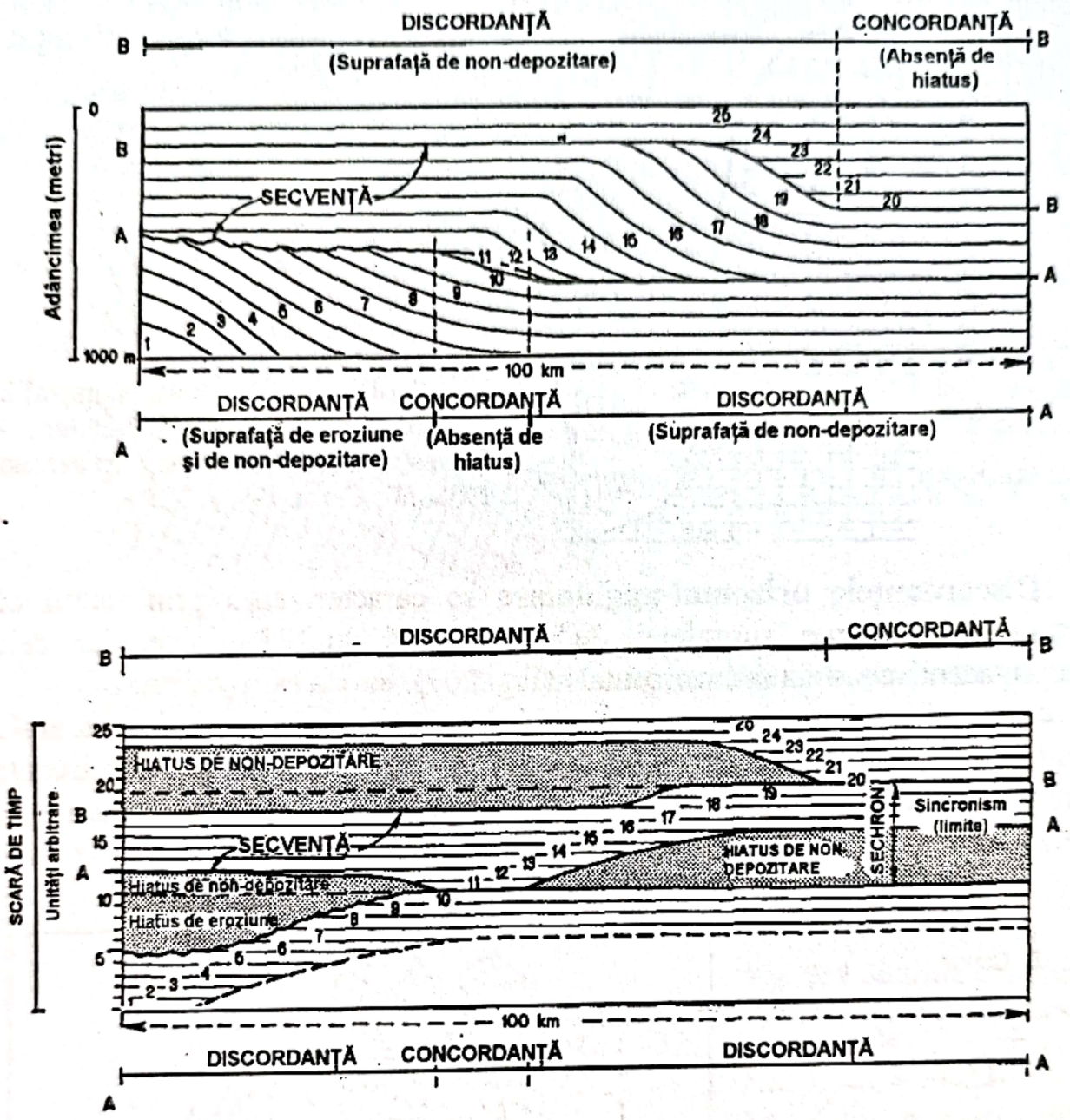


Fig. 205 Reprezentarea schematică a unei secvențe genetice și reflexiile sale seismice, dispoziția spațială (în înălțime) și dispoziția temporală (în bază). Numerele indică vârsta relativă a reflexiilor (după Ch. Pomerol și M. Renard, 1995).

- ***Discordanțele unghiulare*** se caracterizează prin unghiul pe care-l fac la suprafața discordantă stratele de deasupra (suprajacente) cu cele de dedesuptul acesteia (subjacente). Aceste discordanțe pot fi de câteva categorii: discordanțe orizontal-unghiulare, longitudinal-unghiulare și oblic-unghiulare.

Scanned with OKEN Scanner

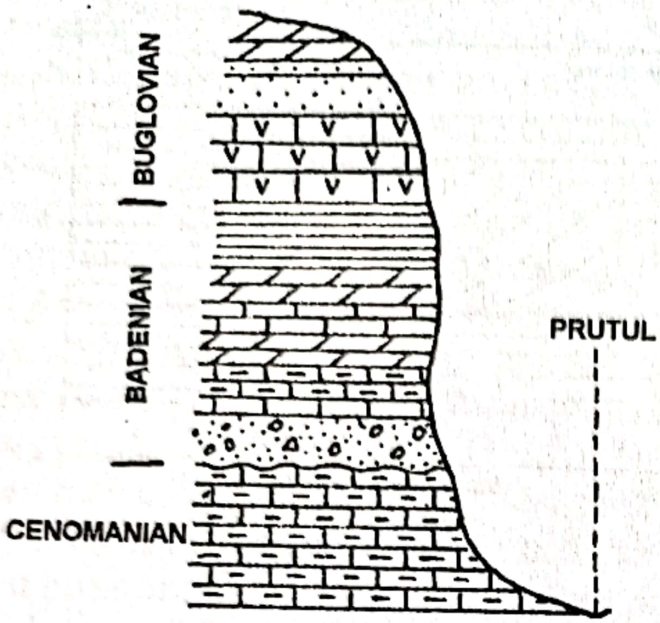


Fig. 206 Discordanţă paralelă (simplă) în depozitele din malul Prutului – Crasnaleuca (din Macarovici, Jeanrenaud, 1958, fide Grasu, 1997).

Discordanţele orizontal-unghiulare se caracterizează prin faptul că stratele subjacente suprafeţei de discordanţă sunt înclinate, iar cele suprajacente acesteia sunt orizontale (Fig. 207).

Discordanţele longitudinal-unghiulare sunt caracteristice zonelor cutate, particularitatea lor fiind aceea că atât formaţiunile suprajacente suprafeţei de discordanţă, cât şi cele subjacente sunt înclinate, formând între ele un unghi variabil, în timp ce direcţiile lor rămân paralele (Fig. 208).

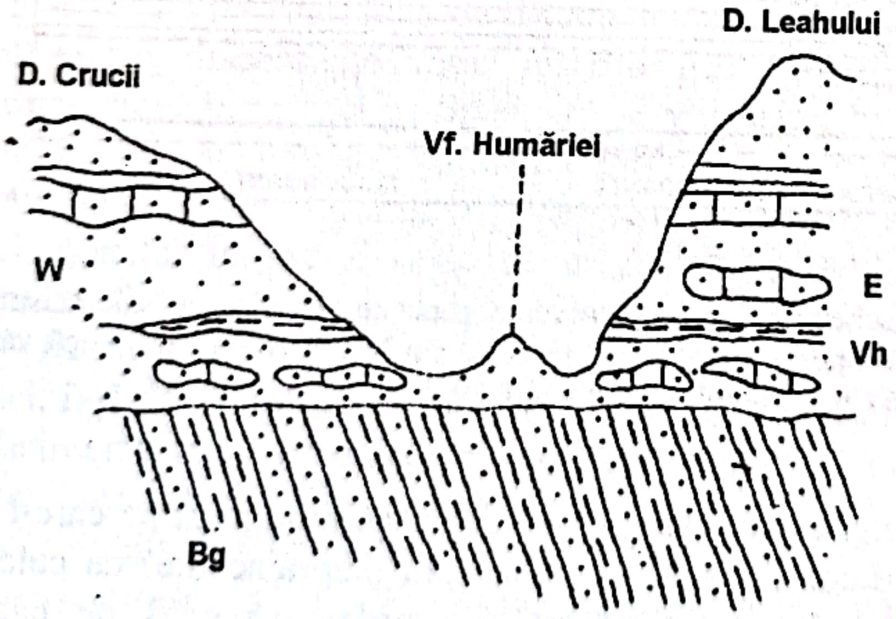


Fig. 207 Discordanţă orizontal-unghiulară în depozitele neogene din Valea Sucevei (Voitinel) (după Bica Ionesi, 1969, fide Grasu, 1997).

Discordanţele oblic-unghiulare au înclinările şi direcţiile stratelor acoperitoare suprafeţei de discordanţă diferite faţă de cele ale stratelor inferioare acestei suprafeţe de discordanţă (Fig. 209 şi Foto 35).

Scanned with OKEN Scanner

În afara acestor tipuri de discordanţe, există şi alte categorii, separate după alte criterii:

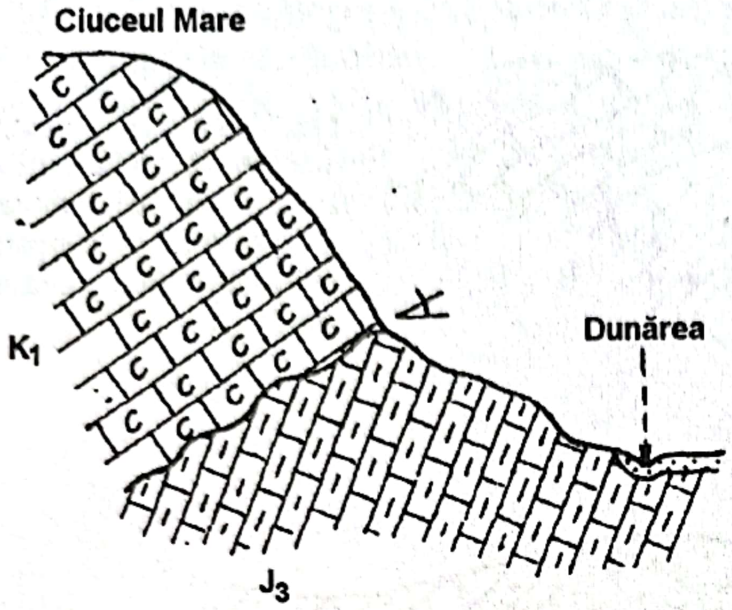


Fig. 208 Discordanţă longitudinal-unghiulară în depozitele mezozoice de la Cazane (după Codarcea et al., 1964, fide Grasu, 1997).

- ***Discordanţe evidente şi ascunse sau voalate (criptodiscordanţe).*** Separarea lor s-a făcut după punerea uşoară sau greoaie în evidenţă a acestora. În cazul unei discordanţe evidente, claritatea acesteia, evidenţierea fără dubii a discordanţei între conglomeratele triasice (Seisian) din Carpaţii Orientali şi soclul cristalin paleozoic sau prepaleozoic este un exemplu fără dubii (Fig. 210).

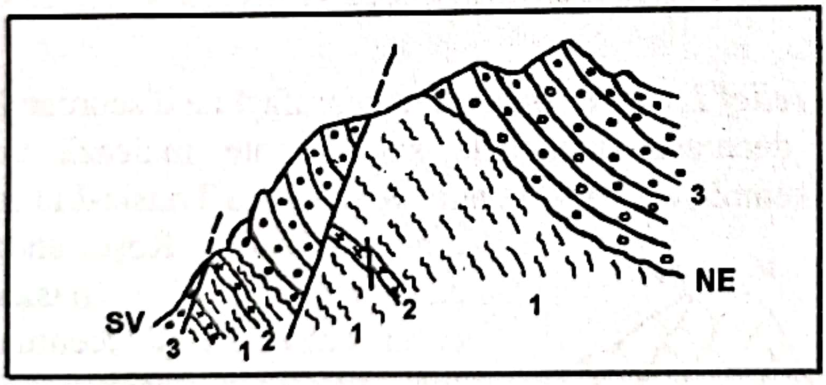


Fig. 209 Secţiune geologică în Dealul Monument-Tulcea (după I. Atanasiu, fide Ionesi, 1994): 1 - filite verzui cuarţoase; 2 - filoane de porfire; 3 - conglomerate (Werfenian inferior).

În această categorie se poate încadra şi discordanţa dintre conglomeratele triasice (Werfenian) şi soclul de şisturi verzi (Cambrian) din Dealul Monument-Tulcea (Fig. 209 şi Foto 35).

- ***Discordanţele voalate sau ascunse*** se recunosc în bazinul carbonifer al Donețului, unde granitele precambriene suportă formaţiuni de vârstă Devonian mediu. Discordanţa este greu de evidenţiat deoarece granitele în acoperiş au fost alterate suportând acum un eluviu, ce trece în

Scanned with OKEN Scanner

arcoze şi apoi în gresii care maschează raportul discordant între formaţiunile magmatic-intrusive şi cele sedimentare (Fig. 211).

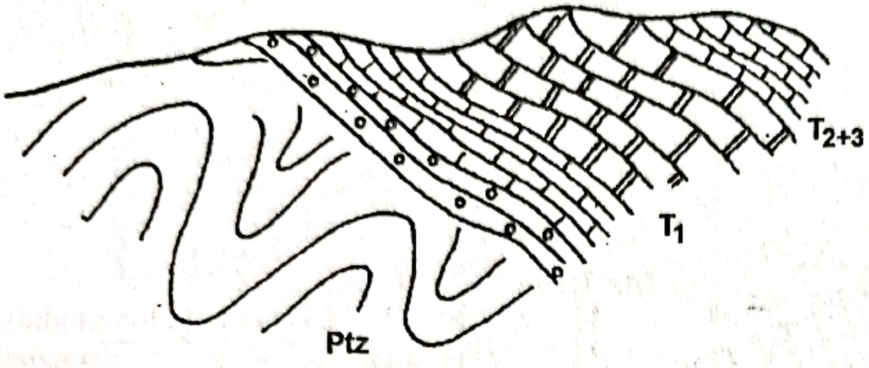


Fig. 210 Discordanţă evidentă la limita mezozoicului cu soclul cristalin prealpin – Carpaţii Orientali (fide Grasu, 1997).

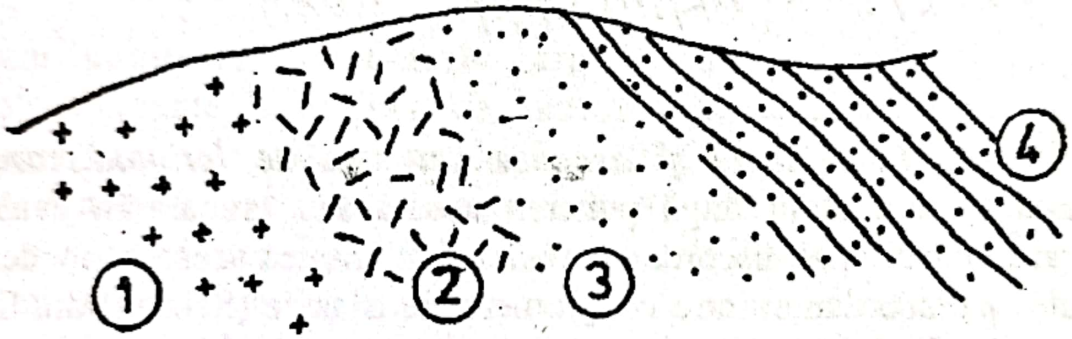


Fig. 211 Discordanţă voalată în bazinul carbonifer al Donețului – pârâul Kalmus (după Mikhailov, 1987, fide Grasu, 1997) : 1 - granite precambriene ; 2 - eluviu ; 3, 4 - arcoze şi gresii devoniene.

- ***Discordanţele cu relief îngropat*** prezintă o suprafaţă de discordanţă cu o formă neregulată, deoarece depozitele suprajacente mulează un paleorelief accentuat. Un exemplu este discordanţa de la limita Triasic-Liasic din zona Lacului Roşu, unde calcarele roşii liasice colmatează relieful accentuat format pe seama carstificării dolomitelor şi calcarelor triasice (Fig. 212).

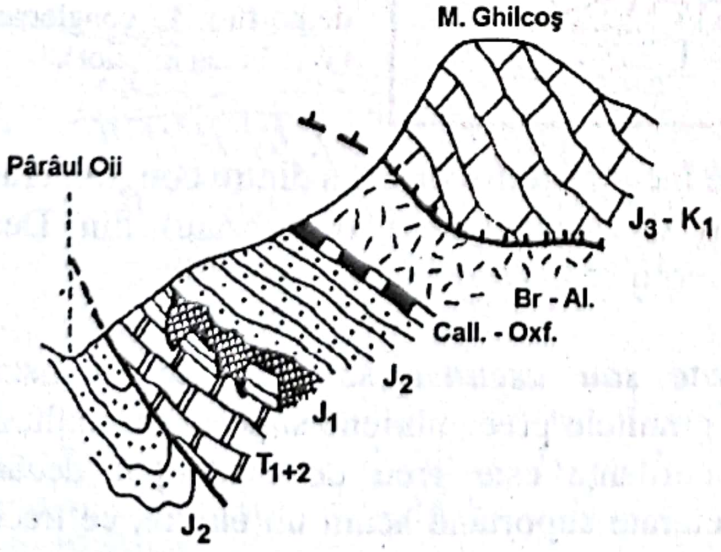


Fig. 212 Discordanţă cu relief îngropat la limita Triasic-Liasic în sinclinalul Hăghimaş-Lacul Roşu (fide Grasu 1997).

Scanned with OKEN Scanner

- ***Discordanţele locale şi regionale*** au drept caracter de separare zona de extindere a suprafeţelor pe care le acoperă.

Există şi alte categorii de discordanţe separate de diverşi autori, între care **discordanţele tectonice** sau **discordanţele mecanice** (false). Aceste discordanţe se referă la planele de şariaj ce separă pânzele de autohton, discordanţele de pe planele de falie sau limitele dintre un sâmbure de sare şi rocile din jur, în cazul cutelor diapire.

Scanned with OKEN Scanner

Scanned with OKEN Scanner

Capitolul 12

Biosfera – agent geologic

Biosfera este pătura „vie" a globului terestru, ce cuprinde totalitatea vieţuitoarelor vegetale şi animale, care se intersectează cu celelalte pături ale globului, litosfera, hidrosfera şi atmosfera. Acţiunea specifică a biosferei asupra globului terestru se manifestă prin activitatea vitală a organismelor vii, vegetale şi animale, din toate mediile. După moarte, resturile acestor organisme se depun în bazinele acvatice, marine şi lacustre, contribuind astfel la sedimentarea depozitelor de roci diferite sau substanţe minerale utile.

12.1. Condiţii fizico-chimice de viaţă în domeniul continental şi marin

Varietatea şi bogăţia plantelor şi animalelor sunt influenţate de o serie de factori fizico-chimici între care temperatura, lumina, gradul şi modul de mineralizare a apei, starea de agitaţie a apei din bazinele acvatice, natura şi caracterul fundului marin (Fig. 213).

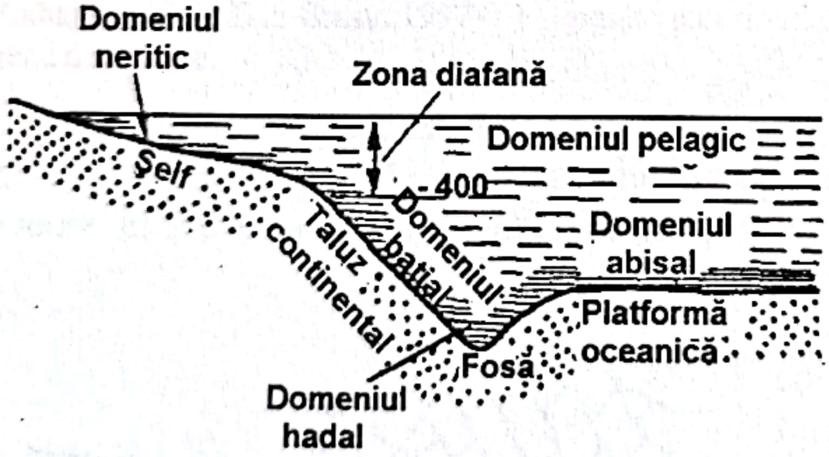


Fig. 213 Secţiune generală prin domeniul oceanic indicând raporturile dintre elementele batimetrice şi bionomice ale acestui domeniu (după V. Lăzărescu, 1980).

Temperatura este unul din factorii vitali de repartiţie pe glob a plantelor şi animalelor, atât în domeniul continental, cât şi în cel marin. Temperatura ridicată asociată unui climat umed şi bogat în CO_2 favorizează dezvoltarea unei vegetaţii bogate de pădure, în asociere cu ierburi şi liane de tipul celei din regiunile ecuatoriale şi tropicale actuale. Masa mare de material lemnos din aceste zone a reprezentat o sursă importantă pentru marile zăcăminte de cărbuni autohtoni şi alohtoni, acumulaţi în zonele de delte sau paralice din

lungul ţărmurilor marine. Resturile vegetale fine, ca ţesuturi, membrane, cuticule, spori, polen ş.a., transportate de pe uscat de fluvii, râuri sau de vânt şi depuse tot în bazinele acvatice sau în delte, cumulate cu procesul de subsidenţă a acestor bazine, au dus la naşterea unor importante zăcăminte de hidrocarburi. De exemplu, delta Fluviului Mahakam din Insula Kalimantan (Borneo, Indonezia) primeşte cantităţi uriaşe de material vegetal grosier şi fin, care, prin sedimentare în formaţiunile deltaice subsidente, se transformă simultan în cărbuni şi hidrocarburi. În regiunile reci subpolare, pădurile de tip taiga, asociate cu mlaştini, acoperă regiuni vaste de pe glob, din Siberia şi Canada, oferind acumulări foarte mari de biomasă vegetală.

În domeniul acvatic, în mări şi oceane, ca şi în lacurile continentale, temperatura scade cu adâncimea. Acest fenomen contribuie atât la o succesiune a organismelor animale şi vegetale, cu adaptare specifică acestor condiţii, cât şi a reliefului subacvatic. Unele organisme sunt adaptate numai la anumite condiţii de temperatură, acestea fiind numite **stenoterme** (grec. *stenos* = îngust, stabil, puternic). Ele pot constitui asociaţii faunistice tipice de apă caldă (exemplu, coralii coloniali) sau tipice pentru apă rece (exemplu, bivalve ca *Cyprina islandica*). Animalele stenoterme nectonice (cele care înoată), care preferă zonele de larg marin, dacă în mod accidental ajung în ape de altă temperatură, pot muri în masă. Se cunoaşte un caz din 1883 când în Oceanul Atlantic au murit în masă o cantitate imensă de peşti care din cauze necunoscute (probabil o furtună) au depăşit „bariera" dintre Curentul Golfului (cald) şi curentul rece al Labradorului.

Organismele marine **euriterme** (grec. *eurys* = larg) suportă variaţii de temperatură importante. Ele trăiesc în zonele apropiate de ţărm, dar pot pătrunde, mai ales în perioadele de reproducere, în estuare, delte şi chiar pot înainta departe pe fluvii (de exemplu, sturionii, scrumbiile).

Lumina are un rol important în procesul de fotosinteză a plantelor, atât în mediul continental cât şi cel acvatic. În domeniul acvatic algele albastre, verzi, brune şi roşii au nevoie de lumină în procesul de fotosinteză, de aceea ele sunt prezente până la adâncimi de 90-100 m, până unde pătrund razele solare. Aceasta este zona **eufotică**. În această zonă ele formează adevărate „ierbării marine". Această zonă este bogată şi în animale marine bentonice şi nectonice care se hrănesc cu aceste alge. Zona aceasta este şi bine aerisită datorită valurilor şi curenţilor şi se întâlneşte uneori până la 400 m adâncime, fiind denumită şi zona **diafană**, datorită caracterului diafan al luminii care poate ajunge până la această adâncime.

În zona adâncă neluminată (**afotică**), trăiesc animale limnivore (ce se hrănesc cu mâl), cum sunt viermii anelizi şi unele animale mari, dar rare.

Scanned with OKEN Scanner

Datorită mediului neaerisit, a lipsei luminii, aceste animale sunt lipsite de organe vizuale, cum era de exemplu trilobitul *Trinucleus* din Silurian, care era orb. Alte organisme aveau organe de văz hipertrofiate însoţite de organite fosforescente, iar altele aveau organe tactile foarte bine dezvoltate. Datorită evoluţiei constante a condiţiilor de mediu din zona de adâncime maximă a bazinelor oceanice, vieţuitoarele se păstrează sub formă relictă multă vreme. De exemplu *Neophina,* considerată dispărută în Paleozoic, a fost întâlnită întâmplător în apele Oceanului Pacific de SE.

Gradul şi modul de mineralizare a apei se manifestă prin natura sărurilor şi gazelor dizolvate. Apa dulce continentală conţine sub 1g/l săruri dizolvate, între care carbonaţii reprezintă 80%, sulfaţii 13% iar clorurile 7%. Apa marină normală are o salinitate de 35‰, fiind alcătuită în special din NaCl (peste 78%) la care se adaugă $MgCl_2$ (9%) şi alte săruri în proporţii mai mici ca: K_2SO_4, Na SO_4, $CaSO_4$ (fiecare cu o participare de 3%). Carbonaţii în general au proporţii foarte reduse. În mările închise, condiţiile de salinitate sunt mult modificate, în funcţie de aportul de apă dulce de pe continent, precipitaţii abundente sau evaporare puternică. Astfel, în Marea Roşie salinitatea este de 40‰, iar în Marea Neagră doar 17-19‰. În Marea Baltică se constată o etajare a salinităţii: în partea superioară există o pătură cu salinitate de 4‰, se trece apoi la o pătură intermediară, iar apoi la o pătură de fund unde salinitatea creşte la 30‰. Fiecare din aceste pături de apă păstrează o asociaţie specifică de vieţuitoare, adaptată condiţiilor de salinitate. Organismele ce sunt adaptate unor condiţii stricte de salinitate se numesc **stenohaline**, iar cele ce se pot adapta unor condiţii de salinitate variate poartă numele de **eurihaline**.

Dacă schimbarea de salinitate a apei marine se face lent, organismele stenohaline, de apă marină normală, se pot adapta la apă salmastră, iniţial apă pliohalină, apoi mezohalină, oligohalină şi în final chiar apă dulce. Treptat, organismele din stenohaline devin eurihaline. Procesul de modificare a salinităţii poate fi şi în sens invers, de la apă dulce la apă sărată. Un exemplu tipic îl constituie crocodilienii din fluviile zonelor tropicale actuale, care iniţial au fost organisme marine. Tot ca exemplu pot fi date o serie de moluşte ce astăzi trăiesc în Lacul Aral, cu salinitate foarte ridicată, dar care au provenit din apele salmastre ale fostului Paratethys neogen.

Pe lângă săruri, apa marină conţine şi gaze dizolvate: oxigen şi azot, în zonele puţin adânci şi agitate de valuri; CO_2 în cantitate de 27 de ori mai mare decât în atmosferă, ceea ce conferă domeniului marin caracterul de regulator de CO_2 în aer; H_2S în zonele adânci, neaerisite şi cu sapropel

Scanned with OKEN Scanner

(Golful Guineii, Marea Neagră); CH_4 la fel în zonele adânci, neaerisite, cu un mediu reducător.

Conţinutul de oxigen scade cu adâncimea şi în schimb creşte conţinutul în CO_2 şi celelalte gaze (Fig. 214). Acest fapt obligă animalele să se adapteze pentru apa slab aerată.

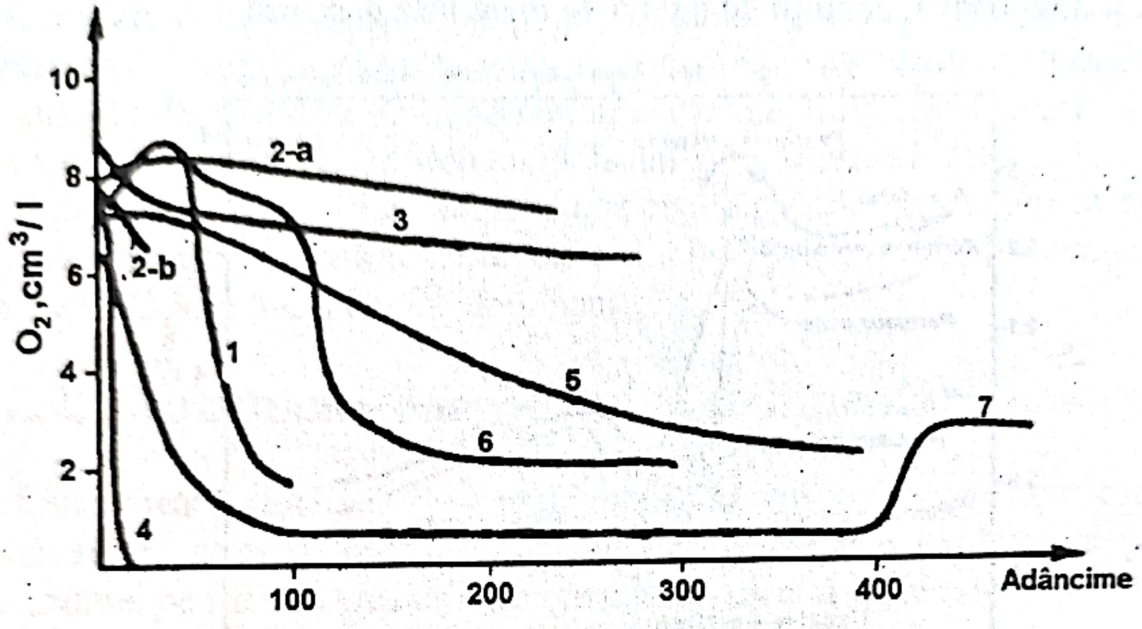


Fig. 214 Tendinţele de variaţie cu adâncimea a proporţiei de O_2 în diverse bazine marine : 1 - M. Baltică ; 2 - M. Kara, în faţa lui Obi (a) şi în larg (b) ; 3 - M. Albă ; 4 - M. de Azov (curba neaplicându-se în perioadele de furtună) ; 5 - M. Caspică ; 6 - M. Neagră ; 7 - Golful Panama (sintetizat de V. Lăzărescu, 1957).

Adaptarea la un mediu slab aerat se manifestă prin scăderea raportului între aria zonei cefalotoracelui şi aria zonei branchiale la decapode (Fig. 215), aceasta deoarece pentru acelaşi volum al corpului, aceste organisme au nevoie de un aparat respirator mai dezvoltat în zonele mai profunde ale mărilor şi oceanelor.

Un fenomen de dezoxigenare a apelor de suprafaţă are loc în perioadele de supradezvoltare abundentă a algelor marine, datorită unui aport exagerat (credem că de natură continentală) a fosfaţilor, uraţilor, azotaţilor şi a altor substanţe nutritive ceea ce duce la un consum crescut de oxigen, ce se manifestă în special la nivelul zonei de abundenţă în alge în aşa-numitele „ierbării marine" (engl. *algal mats*). Aceeaşi situaţie se întâlneşte şi în domeniul lacustru continental, ca şi în turbării. Mulţi cercetători consideră că, de exemplu, Lacul Erie este „mort" datorită exageratei dezvoltări a algelor şi a ierburilor acvatice.

Agitaţia apei prin valuri şi curenţi contribuie la aerarea ei şi la îndepărtarea dejecţiilor animalelor coloniale, favorizând dezvoltarea

coralilor. În apropiere de țărm, acțiunea mecanică a valurilor a determinat o îngroșare a cochiliilor animale pentru creșterea rezistenței, iar la microfitoplanctonul marin o structură morfologică foarte simplă. De aceea o asociație faunistică fosilă de moluște, având cochilii groase, puternice, arată condiții de mediu de țărm în care a trăit acea faună, iar fosilele cu testul fin indică, dimpotrivă, condiții de mediu de mare larg deschisă.

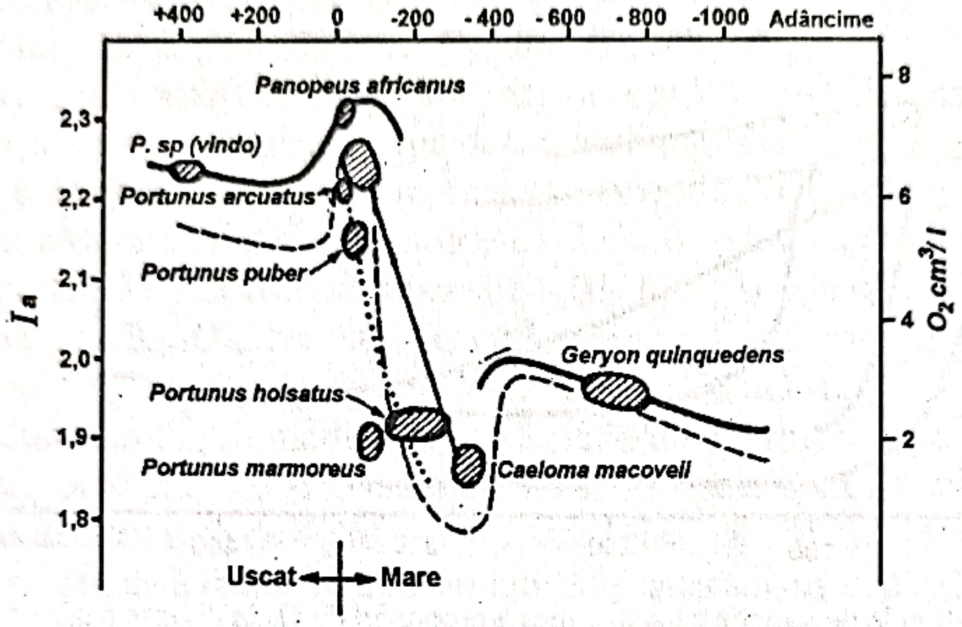


Fig. 215 Variația raportului dintre aria cefalotoracelui și zonei branchiale (pe ordonata din stânga) a unor crabi, în raport cu adâncimea apei și cu conținutul ei mediu de O_2, (după V. Lăzărescu, 1957).

Natura fundului marin are un rol important în distribuția viețuitoarelor. Astfel, organismele constructoare de recifi preferă un fund stâncos, algele calcaroase de tip *Lithothamnium* și unele bivalve acceptă un fund nisipos, iar algele brune de tip *Fucus* și animalele limnivore trăiesc pe un fund mâlos.

Caracterul fundului marin a determinat diferențierea între bentos, necton și plancton (Fig. 213). Bentosul reprezintă organismele vegetale și animale de pe fundul mării, pot fi sesile (fixe) sau vagile (mobile), și populează **zona neritică**, adică șelful și apele ce îl acoperă; **zona batială** este corespunzătoare taluzului și ridicării continentale; **zona abisală** este zona adâncă, de platformă oceanică (engl. *deep sea*); **zona hadală** reprezintă domeniul foselor oceanice. Nectonul este reprezentat de organismele ce înoată, ele fiind în zona aerată superficială a domeniului acvatic, iar planctonul este alcătuit din organisme marine vegetale și animale a căror deplasare este asigurată de valuri și curenți. Ca și nectonul, planctonul se găsește în zona superficială fotică și aerisită. Zona aceasta în care se găsește

Scanned with OKEN Scanner

nectonul şi planctonul, ce aparţine domeniului oceanic şi marin, cu ape fără un substrat solid, constituie **zona pelagică**. Planctonul se întâlneşte frecvent la adâncimi de 10-30 m, fiind reprezentat de fitoplancton (diatomee, flagelate, alge mici plutitoare) şi zooplancton (radiolari, foraminifere, artropode mici etc.). Zona pelagică se întinde peste zona neritică şi peste celelalte amintite anterior. Depunerile zonei pelagice, provenite după moartea planctonului şi nectonului, sunt cantitativ reduse (câţiva milimetri pe an), ele fiind estompate în domeniul neritic de sedimentele detritice şi de urmele bentosului, iar în domeniul hadal de materialul detritic fin şi de produsele de alterare. În zona batială, aportul depozitelor pelagice începe să fie prezent, iar în zona abisală, cu adâncime sub nivelul de compensare pentru $CaCO_3$ şi SiO_2, devine dominant.

12.2. Eroziunea, transportul şi sedimentarea biogenă

Eroziunea exercitată de organismele microscopice are un caracter dominant biochimic. Pentru organismele vegetale mai evoluate şi pentru metazoare, pe măsura creşterii dimensiunilor, efectul de eroziune biochimic, determinat de acţiunea acizilor organici (humic, ulminic, gastric), este însoţit de o acţiune biomecanică de dislocare a rocilor. Acest efect biomecanic se manifestă în special în zona pădurilor cu copaci având rădăcini pivotante, însă eroziunea exercitată de animale scade vizibil ca valoare geologică, odată cu creşterea dimensiunii lor. La microorganisme în general, eroziunea biogenă este mai semnificativă, ea îmbinându-se cu acţiunea de alterare biologică a rocilor.

Transportul biologic este exprimat prin fotosinteza plantelor şi metabolismul animalelor. Acesta se manifestă prin consumul de CO_2 la plante şi O la bacteriile aerobe şi animale şi o eliberare de O pentru plante şi CO_2 pentru animale, la care se adaugă eliminări de gaze în atmosferă şi returnări de dejecţii animale în sol. În acest mod se poate constata că numai o parte din materiile consumate direct sau indirect din crustă sunt fixate de vieţuitoare.

Făcând un raport al masei biosferei faţă de celelalte geosfere, aceasta este cea mai mică, dar este foarte activă ca viteză de reproducere. Dacă astăzi numai în domeniul marin se extrag $70 \cdot 10^6$ t/an de materii organice, acestea vor putea ajunge la $660 \cdot 10^6$ t/an până în anii 2025 fără a afecta echilibrul biologic (Băcescu, 1977, fide Lăzărescu, 1980).

Scanned with OKEN Scanner

Relaţiile dintre diferitele organisme în modul de evoluţie a vieţii,prezintă unele particularităţi specifice şi interesante. Astfel, fenomenul de simbioză între ciuperci şi algele verzi este bine cunoscut. Alte exemple în acest sens sunt de asemenea interesante. Astfel, coralii (organisme coloniale) trăiesc în simbioză cu alge verzi (*zooxanthelle*) care furnizează oxigen suplimentar, dar primesc în schimb un loc protejat în cadrul recifului. De asemenea, tot aici, pe marginea dinspre largul mării a recifului, trăiesc alge calcaroase din familia *Corallinaceae*, care ajută la cimentarea întregului recif. Există însă şi unele cazuri antipatetice dintre anumite organisme. De exemplu, în cazul gastropodelor *Cerithide* şi a unor *Decapode* (crabi) şi alge marine, primele se hrănesc cu ultimele. S-a observat, de asemenea, că dezvoltarea mare a stelelor de mare a dus la distrugerea coralilor vii din Marea Barieră Australiană. Se ştie deja că, în depozitele sedimentare în care apar decapode (crabi) fosili, nu se mai întâlnesc alte resturi de animale fosile, deoarece probabil primele au devorat celelalte organisme ce trăiau în acelaşi mediu. Un caz interesant în România este acela al depozitelor Miocen inferioare în facies de Baba cu *Coeloma macoveii* Lăz. din NV Bazinului Transilvaniei (fide Lăzărescu 1980).

Sedimentarea biologică se manifestă prin depunerea după moarte a ţesuturilor vegetale şi corpurilor organismelor animale împreună cu alte sedimente. Din totalul masei biologice depuse, o parte importantă se descompune în compuşi gazoşi binari ce se degajă în procesele succesive de putrezire, carbonificare şi bituminizare. O mai mică parte din această masă biologică – alcătuită din fracţiunea minerală provenită din corpul animalelor sau din alge, carbonul rezultat din diageneza plantelor şi în final hidrocarburile – se conservă şi participă la circuitul geologic.

În domeniul continental, biolitele provin frecvent din sedimentele lacustre calcaroase care dau naştere la calcare, unele cu multe fructificaţii de *Characee* calcifiate, cum sunt calcarele de Rona din Eocenul din NV Transilvaniei din România. Depunerile silicioase se recunosc prin depozitele daciene la nord de Braşov (Racoş), sarmaţiene din Dobrogea de Sud, badeniene de la Miniş – Arad sau oligocene de la Sibiciu – Pătârlagele de pe Valea Buzăului. Cu o importanţă economică mai mare sunt depozitele de fosfaţi şi uraţi ce alcătuiesc cheiropteritele din domeniul cavernicol (de exemplu, unele peşteri din judeţul Mehedinţi populate de lilieci) şi *guano* (gunoi în spaniolă) ce se întâlneşte în special pe insulele din largul coastelor peruviene, alcătuit din acumularea dejecţiilor şi corpurilor păsărilor. Importanţă economică mai mare o reprezintă acumulările grosiere de resturi vegetale (rădăcini, trunchiuri de arbori, ramuri, precum şi vegetaţie lacustră

Scanned with OKEN Scanner

din turbării) ce se transformă în cărbuni, începând cu turba, lignitul şi continuând cu cărbunele brun, huila, antracitul, ultimul prin metamorfozare dând shungitul şi grafitul.

În domeniul marin, iau naştere calcarele detritice şi recifale, silicolitele (engl. *cherts*) reprezentate prin diatomite, formate prin sedimentarea frustulelor de alge silicioase numite diatomee (ulterior transformate în gayze şi menilite) şi radiolarite (din acestea provin jaspurile), precum şi depunerile obişnuite de fosfaţi de calciu (sub formă de concreţiuni prin cimentarea nisipurilor numite fosforite şi microcoprolite, frecvente în calcarele recifale).

În prezent, sunt puţine sedimente biogene ce provin din acţiunea bacteriană de uscat, cum sunt azotaţii de sodiu şi potasiu, reprezentaţi prin salpetrù de Chili şi silitra, ce sunt sintetizate de bacteriile nitrifiante într-un climat arid. În domeniul acvatic se depun acumulări mici de oxizi hidrataţi de fier şi mangan prin acţiunea de alterare a rocilor, produse de bacteriile feruginoase sau manganoase.

În Precambrian acţiunea microorganismelor a început încă de acum 3,8 · 10^9 ani, argumentată prin prezenţa unor sferule de carbon organic (*Issuasphaera issua*) în gnaisele şistoase-feruginoase din vestul Groenlandei din regiunea Issua. Activitatea biogenă s-a manifestat şi prin depunerile feruginoase din aceste gnaise şistoase, probabil prin acţiunea bacteriilor feruginoase. Spre finele Proterozoicului (acum 600-1.000 milioane de ani) a început activitatea constructoare de roci a algelor marine albastre şi probabil a algelor calcaroase care au lăsat stromatolitele din calcarele Precambrianului superior. În timpul actual s-a observat că unele stromatolite iau naştere nu prin activitatea vitală a algelor albastre, de depunere a carbonatului de calciu, ci datorită acoperirii succesive a „tufelor" de alge verzi cu nisip, în zona de flux şi reflux a oceanului, care formează o crustă la exteriorul acestora, sufocându-le. Iau naştere astfel corpuri sferoidale, reprezentate printr-o „coajă" calcaroasă sau silicioasă, funcţie de tipul nisipului de pe plajă, care în interior „ascund" alga moartă, sufocată de această crustă. Asemenea observaţii au fost făcute pe litoralul vestic al Australiei, în zona oraşului Perth. În aceeaşi regiune, în calcarele litorale cretacice au fost găsite intercalaţii de asemenea corpuri sferice, la anumite nivele, ceea ce reprezintă o confirmare a observaţiilor actuale de pe litoralul vestic australian. Începând din Carbonifer, pe uscat s-au dezvoltat primele păduri care au dat importante acumulări caustobiolite humice (cărbuni). Activitatea microorganismelor vegetale şi animale ce au dat bitumene este cunoscută din Ordovician şi Silurian. Pentru viitor se pot prevedea unele

Scanned with OKEN Scanner

tendinţe geologice. Dacă ne referim numai la Delta Dunării, este posibil ca plaurul actual să dea acumulări de cărbuni lenticulari, asociaţi cu siltite, aşa cum pe fundul Mării Negre din siltitele albicioase acoperite de sapropel ar putea lua naştere roci biogene de tipul şisturilor disodilice şi intercalaţiilor kliwiforme.

12.3. Acţiunea geologică a omului asupra biosferei

Omul, prin activitatea sa zilnică, aduce transformări geologice importante biosferei şi scoarţei terestre, atât prin mijloacele tehnice de care dispune, a gradului de civilizaţie, cât şi prin mărimea populaţiei.

Acţiunea omului asupra biosferei şi a scoarţei terestre se manifestă în special în domeniul mediului; astfel, în ultimul timp se detaşează o ramură specială denumită Geologia mediului (engl. *Environmental Geology*). Acţiunea geologică a omului se manifestă în special prin trei direcţii, eroziune, transport şi sedimentare.

Eroziunea se manifestă în special prin lucrările de debleiere în construcţii, lucrări miniere subterane şi la zi (în cariere), activitatea de foraj, precum şi acţiunea de dragaj de pe fundul râurilor, lacurilor şi a mării.

Transportul se manifestă prin exploatarea resurselor minerale şi transformarea lor tehnologică, ceea ce reprezintă mutarea amplasamentului iniţial al acestor resurse pe suprafaţa Pământului şi schimbarea destinaţiei de utilizare a acestor materii prime.

Sedimentarea se realizează prin depozitarea sterilului exploatat în halde, rambleie, cimentarea găurilor de sondă, executarea de fundaţii şi lucrări generale de construcţii (diguri, baraje, construcţii civile), depozitarea de deşeuri la suprafaţă sau umplerea unor spaţii escavate părăsite (cariere) sau goluri subterane. Toate aceste activităţi reprezintă acumulări antropogene de diverse formaţiuni, variate ca volum. Unele produse depozitate rezultă din activitatea tehnologică (betonul, fierul, zgura de ardere a cărbunilor în termocentrale), altele sunt alcătuite din detritus de roci naturale ca rambleiajul minier, terasamentele de cale ferată, digurile de aurocamente.

Omul execută şi o serie de transformări dirijate vizând procesul evoluţiei dinamice a reliefului. Astfel, construirea de cascade de hidrocentrale de-a lungul unor cursuri de apă au un rol principal în scăderea energiei de eroziune şi în reducerea depunerilor de sedimente în lacurile de baraj. Lucrările de schimbare a reţelei hidrografice în vederea alimentării cu apă a unor zone deficitare sau îndiguirea unor cursuri de apă pentru reducerea

Scanned with OKEN Scanner

inundațiilor catastrofale sunt activități importante de ameliorare a mediului. Tot aici se înscriu și lucrările de fixare a dunelor de nisip prin plantarea de păduri sau impregnarea cu geluri artificiale, săparea de canale pentru navigație, alimentări cu apă și stropiri ale solurilor din regiunile secetoase, lucrări de protecție a zonelor instabile la alunecări de teren etc.

Toate aceste lucrări geologice dirijate de om pot avea și efecte nefaste atunci când ele nu respectă unele reguli stricte, ducând la dezechilibre naturale greu de controlat și de stabilizat. Astfel, exploatarea excesivă a pietrișului de râu pentru balast poate duce la coborârea locală a nivelului de bază și, în consecință, activizarea eroziunii râului ce poate afecta picioarele podurilor din amonte sau distrugerea unor lucrări hidrotehnice. De exemplu, distrugerea picioarelor și culeelor podului de peste râul Moldova la Roman, tocmai datorită exploatării necontrolate a balastului din aval. Pentru combaterea acestui fenomen, imediat în aval de pod trebuia construit un mic baraj care ar fi favorizat sedimentarea pietrișului și a nisipului în jurul picioarelor podului, prin reducerea vitezei curentului de apă și în consecință a eroziunii.

În alte cazuri, poluarea atmosferei sau a apelor continentale duce la efecte greu de îndreptat. De exemplu, neprotejarea haldei de steril de la exploatările de minereuri neferoase și aurifere din zona Baia Mare și de la combinatul de prelucrare a acestor minereuri a dus la spargerea acestei halde și la revărsarea apelor și reziduurilor de cianuri din lac, ce au dus la poluarea apelor Someșului și al Tisei provocând moartea faunei și a florei din aceste ape. În urma acestei situații s-a născut și un conflict româno-maghiar care continuă în instanțele judecătorești europene.

În multe zone industriale din lume și de la noi din țară (Bacău, localități din zone petrolifere din România), din cauza coborârii cronice a nivelului apelor subterane, printr-o exploatare nerațională, alimentarea cu apă potabilă nu mai este posibilă; de asemenea, în zonele petroliere, în pânza freatică au pătruns reziduri de hidrocarburi care au poluat definitiv apa subterană. În unele regiuni datorită coborârii exagerate a nivelului apelor subterane sau a exploatărilor intense de zăcăminte (ex. zăcămintele de sare de la Ocnița), s-au produs tasări sau chiar prăbușiri de teren, ce au afectat construcțiile de locuințe (din anul 2002).

În zonele din apropierea litoralului marin, în pânzele subterane de apă probabilă, datorită nivelului foarte scăzut al acestora, poate pătrunde apă sărată marină, ceea ce face imposibilă alimentarea cu apă potabilă. Între efectele geologice nefaste asupra biosferei, cu rezultate nebănuite asupra solului și a suprafeței Pământului, sunt accidentele nucleare (Cernobâl,

Scanned with OKEN Scanner

1986), care în afara pierderilor omeneşti duc la poluarea vegetaţiei, a solurilor, a apei, a atmosferei.

Creşterea emanaţiilor de CO_2 din instalaţiile industriale şi a freonului din instalaţiile frigorifice a produs spargeri în pătura de ozon, în special în regiunile arctice şi antarctice, cu efecte nebănuite asupra vieţii oamenilor, animalelor şi plantelor. În plus, prin efectul de „seră" produs, creşte evaporarea apei, nebulozitatea atmosferei ce ecranează aportul de căldură de la Soare. Toate aceste acţiuni necontrolate ale omului au efecte dezastruoase asupra mediului natural al biosferei şi asupra celui geologic.

Scanned with OKEN Scanner

Capitolul 13

Diageneza, alterarea şi ablaţia geologică

13.1. Diageneza sedimentelor

Ansamblul tuturor proceselor de transformare a sedimentelor în roci poartă denumirea de **diageneză.**

13.1.1. Factorii şi etapele de evoluţie a diagenezei

În mod normal, factorii diagenezei sunt: tasarea, cimentarea, cristalizarea şi recristalizarea, hidratarea şi deshidratarea.

Tasarea este fenomenul de rearanjare a granulelor la sedimentele detritice, în aşa fel încât cele mici să ocupe spaţiile interstiţiale dintre cele mari. Tasarea se poate produce în mod natural sau sub influenţa unei presiuni aplicate pe suprafaţa unei roci (compactare). În ansamblu, compactarea sau îndesarea duce la scăderea grosimii stratelor, la micşorarea dimensiunilor porilor, la reducerea permeabilităţii rocilor şi sedimentelor necimentate, la creşterea greutăţii volumetrice (densitatea volumetrică), iar la sedimentele fine duce la un început de consolidare. La sedimentele fine, ca mâlurile organice şi argiloase, tasarea presupune o reorientare paralelă a componentelor, cu o expulzare a apei interstiţiale, ceea ce duce la consolidare. La nisipuri, eliminarea apei prin presare este mai slabă, tensiunea superficială a peliculei de apă se mai păstrează, de aceea şi consolidarea este mai slabă. La sedimentele mai grosiere eliminarea apei prin presare este şi mai redusă, în consecinţă şi consolidarea mult mai slabă.

Cimentarea se produce paralel sau urmează tasării. Cimentarea are loc prin precipitarea unor minerale din apele subterane, în ordinea descrescândă a frecvenţei lor astfel: ciment calcaros, silicios, feruginos, fosfatat, gipsos, sau prin depunerea unei matrici pelito-siltice. Cimentarea se poate realiza şi datorită unui liant natural cum sunt bitumenele. Cimentul calcaros este puternic şi rezistent, totuşi un conglomerat se poate rupe prin matrice şi nu prin elementele componente. Cimentul silicios este foarte rezistent, astfel că spărtura poate trece fie prin ciment, fie prin elementele componente. Cimentul fosfatic are o culoare gălbui-bej, putând fi astfel uşor confundat cu

Scanned with OKEN Scanner

cel calcaros. Identificarea fosfatului se face cu o sare de crom ce dă un precipitat galben intens, fosfatul de crom. Cimentul feruginos are culoarea roşie de rugină, cel gipsos are o duritate slabă, putându-se zgâria şi cu unghia, cel bituminos este închis la culoare, onctuos (gras) şi are un miros specific de petrol.

Cimentarea, uneori, se poate face diferenţiat, fie că se individualizează trovanţi, fie se produc înlocuiri metasomatice, adică dizolvarea şi înlocuirea unor minerale cu altele mai puţin solubile ca: silicea, pirita etc. În cadrul acestui proces se formează concreţiuni şi precipitări de minerale pe fisurile şi diaclazele rocilor. Astfel, pot lua naştere *sferolite* cu structură radiară (marcasită, pirită); *nodule* ce sunt corpuri neregulate de agregate criptocristaline de silice, calcit, dolomit; *geode* subsferice, în interiorul cărora se dezvoltă cristale bine individualizate (cuarţ, calcit, pirită); *septaria* ce reprezintă noduli subsferici caracterizaţi prin diafragme radiale sau concentrice de $CaCO_3$, care a precipitat pornind de la o acumulare de materie organică.

Cristalizarea. Este un proces care se produce într-un timp foarte îndelungat, fiind însoţit de deshidratare. Tendinţa mineralelor amorfe de a cristaliza în timp geologic arată că starea amorfă are un caracter instabil. Astfel, s-a constatat că, în depozitele vechi proterozoice şi paleozoice, cimentul de silice ($SiO_2 \cdot nH_2O$) este transformat într-o masă mărunt cristalizată de cuarţ. Dar şi masa cristalină nu are acelaşi grad de stabilitate în timp geologic. De exemplu, prin recristalizare, aragonitul ($CaCO_3$ - rombic) trece în calcit ($CaCO_3$ - romboiedric). În rocile evaporitice, recristalizarea este însoţită de hidratare. Un caz forte cunoscut este trecerea anhidritului (CaSO4) în gips ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$).

Carbonificarea este un proces mai frecvent întâlnit la materia organică vegetală şi reprezintă o îmbogăţire în carbon prin reducerea celorlalte elemente principale componente (H, O, N, S, P). Acţiunea aceasta de carbonificare are loc în condiţii anaerobe, când materia organică a fost acoperită de sedimente şi sub acţiunea bacteriilor anaerobe. În procesul de carbonificare iau naştere şi produse gazoase binare ca H_2O, NO, SO_2, CO_2, CH_4, H_2S care se pot acumula în zăcăminte, în special în cele legate de cărbuni. Bituminizarea este un proces asemănător carbonificării, în care materia organică este mai puţin diagenizată, producându-se o îmbogăţire în carbon, hidrogen şi acizi humici. În aceste condiţii iau naştere şi hidrocarburile.

Scanned with OKEN Scanner

13.2. Relaţii între diageneză şi metamorfism

Între diageneză şi metamorfism este greu de trasat o limită clară, deoarece aceasta nu depinde numai de presiunea orientată (stress), presiunea litostatică, temperatură şi timpul de şedere în zăcământ (de îngropare) a unor formaţiuni, ci mai ales de susceptibilitatea rocilor la transformări de natura cristaloblastezei, care duce la modificări structurale, texturale şi a compoziţiei mineralogice. Dacă luăm ca exemplu argilele, acestea, la limita diageneză-metamorfism, se transformă în ardezii şi şisturi verzi. Ardezia, deşi cu o şistozitate accentuată, cu mici centre cristaline de neoformaţie de pirită şi cuarţ, este considerată totuşi o rocă sedimentară. Datorită cloritizării şi aspectului uşor satinat, şisturile verzi sunt deja roci metamorfice, ce aparţin domeniului anchimetamorfic, ca prim stadiu al epizonei.

La cărbunii superiori ca huila şi antracitul, în urma analizei componenţilor petrografici (vitrinit, clarit, fuzit etc.) şi a gradului de diageneză a materiei organice, unii autori consideră că în aceştia s-au produs unele transformări metamorfice (fide Lăzărescu, 1980). Alţi autori consideră că numai *shungitul* (cărbune precambrian din regiunea Careliei) este considerat ca rocă de trecere spre grafit (carbon hexagonal), ultimul fiind rezultatul unui proces de metamorfism, care dacă este avansat duce la formarea diamantului (carbon cubic). În acelaşi mod, constituţia chimică intimă a petrolului a dus la concluzia că acesta nu este numai un simplu produs de distilare naturală a unei materii organice primare, ci deosebirile de chimism, mai ales în structura moleculelor de hidrocarburi, sunt atât de mari faţă de grăsimile organice animale şi vegetale, încât petrolul poate fi considerat ca un produs de metamorfism.

13.3. Alterarea rocilor

Alterarea rocilor reprezintă ansamblul proceselor de descompunere, degradare sau dezagregare sub influenţa factorilor fizici, chimici şi biologici. Ablaţia geologică reprezintă îndepărtarea sau transportarea produselor de alteraţie, gravitaţional, prin intermediul apelor sau a vântului.

13.3.1. Alterarea fizică

Cele mai importante fenomene de alterare fizică se datorează variaţiilor de temperatură, în special frecvenţei şi amplitudinii ridicate a

Scanned with OKEN Scanner

acestora, între perioadele diurne şi nocturne. Explicaţia provine din faptul că mineralele componente ale rocilor, fiind neomogene, au coeficienţii de dilatare termică diferiţi care, în urma contracţiilor şi dilatărilor repetate, provoacă rocilor deformări reziduale diferenţiate, iar în final se produce o cedare a coeziunii dintre cristale sau granule, iar rocile se dezagregă treptat. Un exemplu des întâlnit îl reprezintă alterarea granitelor din care se desprind cristalele de feldspaţi, de cuarţ, ce duc la descuamarea sau la exfolierea rocilor şi desprinderea de bulgări sau bucăţi mari de rocă (Fig. 216).

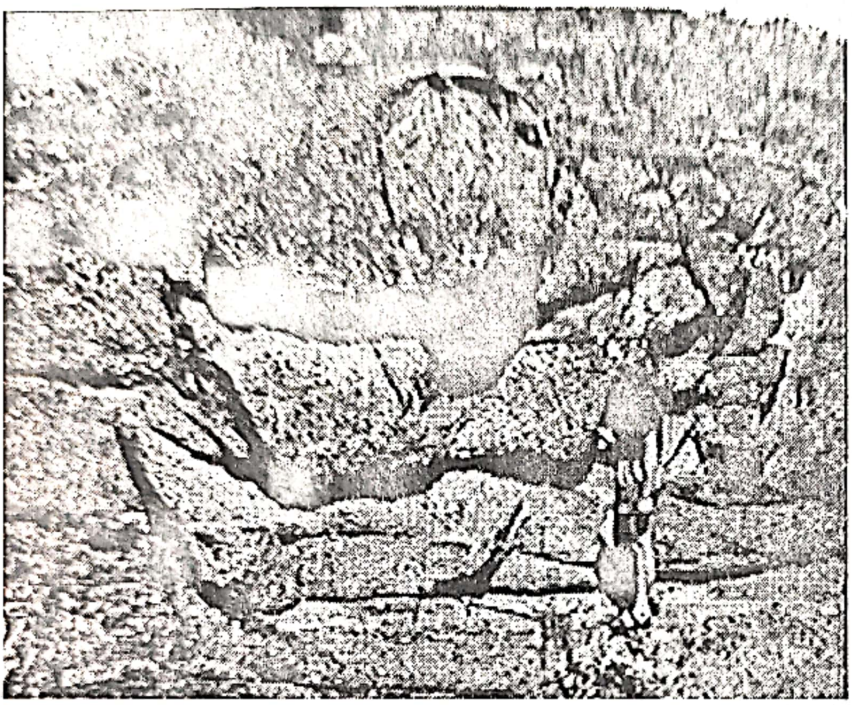


Fig. 216 Separarea în sferule a granitelor datorită dezagregării în zona Theix (Puy-de-Dôme) (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Alteori, pe suprafaţa de alterare se formează o „făină" granitică, alcătuită din cristale, granule şi fragmente mici desprinse. Rocile cu structură cristalină mai măruntă rezistă mai bine la alterare, ca de exemplu granitele microcristaline. Asemenea procese de alterare se produc şi la alte roci eruptive, metamorfice şi la rocile sedimentare mai grosiere (conglomerate, gresii). Contractările şi dilatările succesive şi repetate fac ca roca să cedeze printr-un fenomen de „oboseală" sau o distrugere repetată a coeziunii particulelor sau cristalelor. În regiunile deşerturilor pietroase (hammade) cedarea rocilor se face uneori brusc, printr-o „implozie" cu zgomot caracteristic, mai ales în timpul nopţilor, când temperatura scade mult faţă de valorile diurne şi când se produc detaşări de blocuri, descuamări sau decojiri.

În climatele temperate şi reci, îngheţarea apei infiltrate pe fisuri duce la mărirea volumului ei, ceea ce exercită pe pereţii acestora presiuni până la 200 kgf/cm^2, care supun la întindere agregatele minerale din masivele de roci. La procesul acesta de gelivitate rocile rezistă diferit. De exemplu, o gresie cuarţoasă cu ciment silicios, cum este gresia de Kliwa, rezistă mai bine decât o gresie calcaroasă, cum este gresia de Tarcău. Descărcările electrice între

Scanned with OKEN Scanner

atmosferă şi sol produc nişte goluri cilindroide tapisate în interior cu o rocă vitroasă datorită topirii rapide şi a răcirii brutale, de la care pleacă nişte fisuri ramificate în adâncime. Aceste excavaţii se numesc **fulgurite** (Fig. 217) şi apar frecvent în regiunile muntoase înalte, stâncoase sau pe văile adânci şi în regiunile unde cad ploi bruşte însoţite de descărcări electrice.

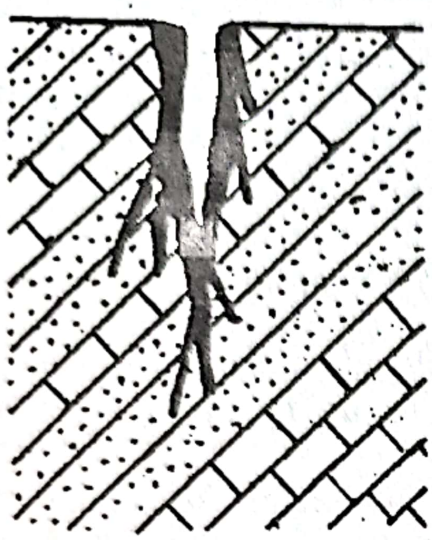


Fig. 217 Secţiune longitudinală printr-un fulgurit, produs într-o alternanţă de gresii şi calcare, indicând în negru materialul vitros (sticlos) de pe pereţii golului creat prin lovitura unui trăsnet (după V. Lăzărescu, 1980).

Levigarea (spălarea) constă în dizolvarea cimentului rocilor prin curgerea apei. Astfel, gresiile, prin eliminarea (spălarea) cimentului, devin friabile şi pot fi transformate într-un nisip compactat, cum este gresia de Kliwa superioară la Vălenii de Munte (nisipul de Buştenari), care se poate exploata direct prin jeturi de apă sub presiune (hidromecanizare). La un calcar dolomitic prin dizolvarea carbonatului de calciu ($CaCO_3$) mai solubil decât carbonatul de magneziu ($MgCO_3$) ia naştere o rocă cu aspect cavernos numită **dolomit celular** sau **carniolă**.

Hidratarea. În cazul mineralelor, hidratarea duce la creşterea volumului şi la scăderea durităţii, deci şi la scăderea rezistenţei la alterare. Un caz clasic îl reprezintă trecerea anhidritului ($CaSO_4$) în gips ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$), care este însoţită de micşorarea durităţii de la 3,5 (anhidrit) la 2 (gips) şi o mărire de volum de 30%, ce contribuie la încreţirea stratelor (engl. *crumpling*; franc. *plissotement*) în cute cu aspect serpentiniform (*ptygmatice*). Acest proces de hidratare rămâne activ numai până la 100-200 m adâncime. Astfel, din forajele mai adânci săpate în gips (după aflorimente) se scot carote de anhidrit.

Gravitaţia intervine în alterare prin lărgirea fisurilor terenurilor în pantă, cu un unghi mai mare decât cel de repaus natural sau provoacă coborârea tavanelor sau chiar prăbuşirea acestora, în lucrările subterane şi în peşteri. Fenomenul se explică prin redistribuirea neuniformă a presiunii litostatice, ceea ce se întâmplă şi pe văile cu versanţi abrupţi, unde se observă tendinţa de înfoiere a stratelor prin descărcare de presiune, fenomen denumit **sheeting** (Fig. 218).

Scanned with OKEN Scanner

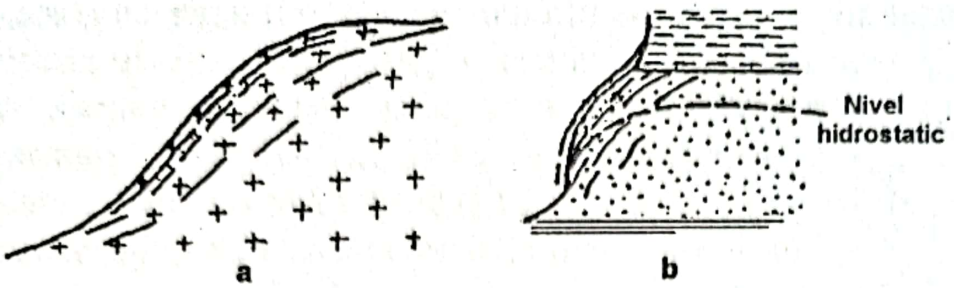


Fig. 218 „Sheeting" adică tendinţa de „înfoiere" prin descărcare de presiune la granite (a) şi gresii masive (b) (după V. Lăzărescu, 1980).

13.3.2. Alterarea chimică

Procesele de alterare chimică au aspecte foarte variate pentru că în acest caz intervin mulţi factori între care: climatul, natura factorilor agresivi, susceptibilitatea rocilor de a reacţiona chimic etc.

Oxidarea afectează mai ales sulfurile şi carbonaţii de fier. De exemplu:

$$FeS_2 + O + nH_2O \rightarrow Fe_2O_3 \cdot nH_2O + SO_2$$
$$FeCO_3 + O + nH_2O \rightarrow CO_2 + Fe_2O_3 \cdot nH_2O$$

În acest caz, în urma oxidării ia naştere limonitul, deoarece frecvent oxidarea este însoţită şi de hidratare. În natură se poate observa că pirita sau marcasita, cristalizate sau sub formă de concreţiuni din rocile sedimentare, se limonitizează la suprafaţă dând o aureolă roşcată sau gălbuie-maronie.

Supraoxidarea unor oxizi se manifestă la unele minerale susceptibile, cum este magnetitul (Fe_3O_4) ce trece în hematit (Fe_2O_3 - mineral secundar) după relaţia:

$$2Fe_3O_4 + O = 3Fe_2O_3^-$$

De aici se poate observa că raportul 3/2 este mai mare decât 4/3.

Trecerea unor minerale primare în minerale secundare prin oxidare şi supraoxidare poate avea o importanţă economică mai mare. Astfel, pe zonele cu acumulări de minerale primare, iau naştere zone exploatabile cunoscute în general cu termenul de „pălărie de fier". Asemenea situaţii se aplică şi pentru alte minerale precum Mn, Cu ş.a., cazuri întâlnite la Altân Tepe (Dobrogea), Cârlibaba, Iacobeni. În cazul de la Cârlibaba şi Iacobeni, „pălăria de fier" se formează pe concentraţiile de psilomelan ($MnO_2 \cdot nH_2O$) ce provin din alterarea rodonitului (silicat de mangan) din seria vulcanogen-sedimentară epimetamorfică a Grupului de Tulgheş.

Caolinizarea este procesul de descompunere a silicaţilor, în special feldspaţi şi feldspatoizi, ce pierd ionii de Na, K, Ca sub formă de hidraţi

Scanned with OKEN Scanner

solubili şi hidratându-se trec în silicaţi de aluminiu hidrataţi, al căror reprezentant tipic este *caolinitul.*

$$\underset{\text{ortoza}}{Si_3AlO_8K} + 11H_2O \rightarrow \underset{\text{caolinit}}{Si_2O_5Al_2(OH)_4} + 4Si(OH)_4 + 2K^+ + 2OH^- \quad (\text{în soluţie})$$

Importanţa acestui proces are o mare valoare geologică, deoarece aproape 60% din masa crustei terestre este alcătuită din feldspaţi, iar din greutatea de $3 \cdot 10^{25}$ grame a cuverturii sedimentare, aproape 1/3 o reprezintă argilele. Fenomenul de descompunere merge mai profund într-un climat cald şi umed, de tip tropical şi ecuatorial, deoarece prin alterarea chimică a silicaţilor se ajunge la stadiul de *laterizare*.

Laterizarea se caracterizează prin descompunerea silicaţilor aluminoşi hidrataţi în silice (amorf sau criptocristalin) de tipul $SiO_2 \cdot nH_2O$ şi oxizi de aluminiu hidrataţi. Unii dintre aceştia rămân cristalizaţi ca: diasporul ($Al_2O_3 \cdot H_2O$), hidrargillitul ($Al_2O_3 \cdot 3H_2O$), iar alţii amorfi: boehmitul (AlOOH), gibbsitul ($Al(OH)_3$) etc. Lateritul (lat. *later* = cărămidă) ce ia naştere este alcătuit dintr-o masă dezagregată roşie (datorită oxizilor ferici) din care silicea este spălată, şi rămâne un rest de hidroxid de aluminiu ce reprezintă constituentul principal al bauxitei şi gibbsitului:

$$\underset{\text{ortoză}}{Si_3AlO_8K} + 8H_2O \rightarrow \underset{\text{gibbsit}}{Al(OH)_3} + 3Si(OH)_4 + K^+ + OH^-$$

În această masă roşie hidratată mai rămân o serie de minerale stabile şi netransformate ca: muscovitul, amfibolii, piroxenii. Lateritul ia naştere uneori pe un fond de roci eruptive şi metamorfice, având şi grosimi mari, de zeci de metri. Se întâlneşte în regiunile cu climat cald şi umed (Fig. 219).

În solurile lateritice, la partea superioară (orizontul A de 1 -.3 m grosime) se formează o carapace cu concreţiuni feruginoase pisolitice şi enclave caolinitice. În partea mediană (orizontul B de 2-3 m grosime), alcătuit din argile gri-gălbui, se acumulează hidroxizi în care se observă pete de caolinit. În partea inferioară (orizontul C) domină roca mamă în descompunere, alcătuită din fragmente rotunjite de roci intacte, înconjurate de o peliculă de granule de caolinit.

Scanned with OKEN Scanner

Terra rossa. Astfel de formaţiuni rezultă din alterarea calcarelor prin care carbonatul de calciu este dizolvat, favorizând formarea unor depozite reziduale alcătuite din impurităţi insolubile de argile, oxizi de fier şi mangan ce au existat în calcare. Astfel, pe suprafaţa calcarelor se formează o pătură de alterare denumită *terra rossa* ce are un caracter argilos, dar fără relicte de minerale silicatate allogene.

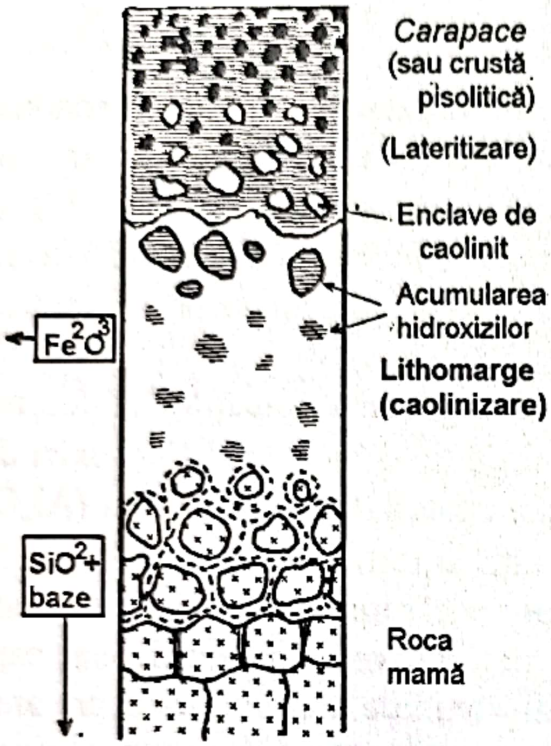


Fig. 219 Sol lateritic (după Ph. Duchaufour, fide Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995). Partea superioară sau *carapace* (orizontul A, 1 la 3 m): orizont întărit cu concreţiuni feruginoase şi enclave caolinitice. Partea de mijloc sau *lithomarge* (orizontul B, 2 la 3 m): argile gri-gălbui cu pete rotunjite, în principal constituite din caolinit. Partea inferioară (orizontul C): roci mamă în descompunere ce prezintă sfere de roci intacte înconjurate de o gangă de caolinit. În general fierul poate migra lateral; silicea şi bazele sunt levigate lateral şi în profunzime. Bazaltele sunt printre rocile cele mai favorabile procesului de feralitizare.

Asemenea reziduuri sunt caracteristice climatelor temperate, deoarece se lateritizează în climatele calde şi umede. De multe ori în această masă de *terra rossa* se găsesc şi concreţiuni rotunjite de oxizi de mangan (Bavaria) ce poartă şi numele de **bohnerz** (de la germ. *Erz* = minereu şi *Bohne* = fasole), iar acolo unde frecvenţa şi acumularea sunt mai mari, pot constitui ca minereu sărac de mangan.

În general, solurile lateritice sau de *terra rossa* mai puternic ferralice, concentrează în partea superioară oxizi de fier, transportaţi de apa subterană şi depuşi aici prin capilaritate şi evaporaţie. Se formează astfel cruste dure roşcate, ce alcătuiesc *terenurile cuirasate* (franc.) sau *duricruste* (engl.). La noi în ţară se găsesc laterite fosile ce sunt bogate în oxizi de aluminiu, alcătuind zăcămintele de **bauxită** (după reg. *Baux les Bains* din Isère, Franţa). Acestea apar în dreptul unor suprafeţe de discordanţă între două formaţiuni geologice separate de o perioadă de exondare (lacună stratigrafică), timp în care s-a format o „crustă de alterare" reziduală, cum este cazul bauxitei din Munţii Pădurea Craiului (Munţii Apuseni) (Fig. 220). Aici bauxita este depusă la limita de discordanţă între calcarele jurasice superioare şi cele neocomiene (Cretacicul inferior).

Scanned with OKEN Scanner

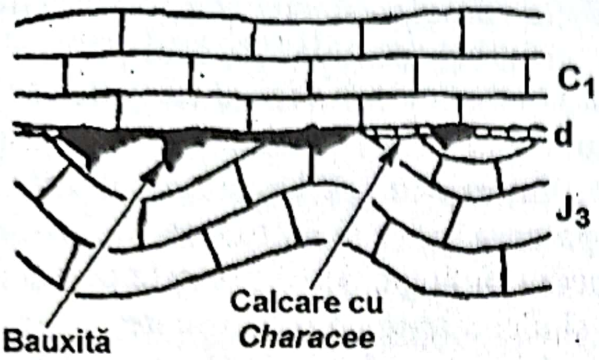


Fig. 220 Secţiune schematică prin calcarele cretacice inferioare (C), dispuse de-a lungul unei discordanţe (a) peste calcare din Jurasicul superior (J_3) din regiunea Pădurea Craiului pentru a ilustra modul de zăcământ dezordonat, în pungi, al bauxitei. De notat prezenţa imediat sub discordanţă a unor calcare de apă dulce cu characee (după V. Lăzărescu, 1980).

13.3.3. Alterarea biologică

Acţiunea geologică de alterare produsă de biosferă se manifestă prin acţiunea microorganismelor (bacterii aerobe şi anaerobe) şi a organismelor vegetale şi animale mari.

Alterarea biochimică este rezultatul acţiunii bacteriilor în procesul de asimilare-dezasimilare, reprezentând un factor important de formare a solurilor, ca pătură acoperitoare a zonelor alterate. Astfel, sunt cunoscute o serie de bacterii nitrifiante cum este *Nitrosomonas* din Deşertul Atacama (Chile) ce fixează azotul din atmosferă sub formă de amoniac, îl transformă în acid azotic şi atacă rocile la suprafaţă depunând azotaţii de sodiu (salpetru) sau azotaţii de potasiu (silitra). La fel, bacteriile feruginoase ca *Galionella feruginea* sintetizează oxizii de fier, bacteriile hidrosulfuroase produc H_2S, iar thiobacteriile, în condiţii anaerobe, reduc mineralele sulfuroase depunând sulful.

Alterarea biomecanică este produsă de organismele vegetale şi animale mari. De exemplu, în cazul rădăcinilor copacilor din oraşe se observă că, prin creşterea acestora, pavajul străzilor şi chiar zidurile unor clădiri în câţiva ani se distrug.

Un produs al unei alterări complexe îl constituie *solurile*. Ele sunt alcătuite din trei tipuri de agregate: scheletul solului, complexul de alterare şi humusul. Ştiinţa ce studiază solurile se numeşte Pedologie.

Scheletul solului este alcătuit din granule minerale allogene care nu sunt alterabile. Între acestea amintim cuarţul, muscovitul, amfibolii ş.a. ce pot fi transportate şi pe cale eoliană dacă granulele au dimensiuni foarte mici.

Complexul de alterare este alcătuit din două componente: una insolubilă, reprezentată prin minerale argiloase (illit, montmorillonit etc.), oxizi de fier şi de mangan şi o componentă solubilă în apa interstiţială reprezentată prin carbonaţi, sulfaţi, cloruri la care se adaugă gaze.

Scanned with OKEN Scanner

Humusul este materie organică în descompunere, cu o constituţie complexă, în funcţie de materiile vegetale şi animale din care provine, de acţiunea microorganismelor, de climat (temperatură şi umiditate) etc.

Rolul materiei organice din soluri este primordial. Complexul argilo-humic, ce determină structura solurilor, reprezintă baza agriculturii, prin posibilităţile de aerare şi hidratare pe care le au şi care întreţin fertilitatea lor. Humusul se formează într-un mediu biologic activ şi foarte aerat. El se amestecă intim cu materia minerală şi alcătuieşte un produs care se numeşte **mull** (sued. = pământ), ca de exemplu un sol forestier. În opoziţie, **mar** (dan. cf. *moor* = teren mocirlos, mlăştinos, mâl) este un humus brut, puţin transformat şi mineralizat, de culoare negru închis, foarte acid (pH = 3,5 - 4,5), la fel ca cel întâlnit în ţinuturile uscate sau umede. Asemenea aciditate este caracteristică turbăriilor, cu componenţi asemănători dar de culori mai deschise. Într-un profil de sol, pe verticală se separă trei orizonturi: Orizontul A în partea superioară, negru, brun sau cenuşiu, bogat în humus, foarte afânat, permeabil pentru apa de infiltraţie şi care suportă majoritatea rădăcinilor plantelor; orizontul B cu grosimea cea mai mare, format în principal din complexul de alterare, este argilos şi nisipos, de culoare galben-brun-roşcată, alcătuieşte aşa numita „zonă de acumulare" (referire la produsele levigate din orizontul A); orizontul C (bazal) format din roci slab alterate, greso-calcaroase, în care uneori se acumulează concreţiuni de $CaCO_3$, levigat şi depus de apele de infiltraţie şi care poartă numele de „păpuşi de loess" (au culoare albă, sunt alungite, cu lungimi de 5 -10 cm). Aceste orizonturi ce alcătuiesc solul stau pe roca vie nealterată, ce uneori poartă denumirea de orizontul D (Fig. 221).

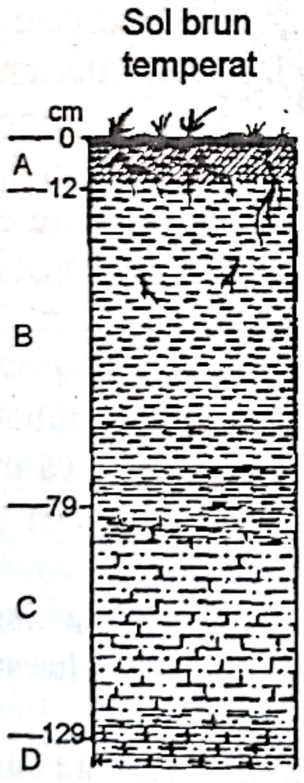


Fig. 221 Sol brun temperat numit şi sol brun de pădure :
A : gri-brun, nisipo-limonitic, humifer, cu cocoloaşe.
B – C : ocru-brun, puţin argilos, masa nisipo-limonitică duce la descompunerea gresiei calcaroase subjacente (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Solurile se clasifică după mai multe criterii, între cele mai importante fiind roca mamă, umiditatea şi căldura. Astfel se pot separa:

- *Soluri puţin evoluate* sau neevoluate, între care intră solurile scheletice, care în majoritate sunt transportate (de exemplu: soluri coluviale, aluviale, glaciare, eoliene). De asemenea, aici se încadrează solurile de tundră, care au în permanenţă un orizont îngheţat (pergelisol) (Fig. 175).

Scanned with OKEN Scanner

- *Soluri evoluate* (soluri brune şi soluri brune levigate), soluri cu humus bine mineralizat (mull) şi azotat (nitraţi), foarte bune pentru agricultură. Aici intră solurile de pădure din ţările temperate.

- *Soluri izohumice* (cernoziomuri). Au profile pedologice omogene cu humus bine mineralizat, totdeauna de tip mull. Sunt bine dezvoltate în stepele semi-aride cu climat continental (România, Ucraina, China, Argentina).

- *Soluri cu humus brut* (podzoluri). În aceste soluri în prezenţa apei materia organică neagră şi nemineralizată, foarte acidă, atacă şi distruge argilele. Astfel, aluminiul şi fierul sunt levigate, ceea ce permite acumularea unui orizont A_2 pur silicios, de culoare gri, ce suportă un orizont humo-feruginos.

- *Soluri calcimorfe* (rendzine). Se formează pe roci mame calcaroase, conţin numeroase fragmente de roci şi materie argiloasă roşietică bine structurată, fiind colonizate de un sistem radicular abundent de plante xerofitice (de zone aride). Se găsesc răspândite în zonele calcaroase din ţările temperate.

- *Soluri hidromorfe*. În astfel de soluri se observă fenomene de reducere (sulfaţi în sulfuri, fier feric în fier feros). Structura solurilor este masivă, prezintă un orizont negricios de gleios, care devine marmorean, pătat, iar în perioadele uscate (secetoase) permite o oxidare parţială (soluri cu pseudoglei). Pe astfel de soluri se dezvoltă păduri de arin, frasin, plop, preerii umede sau turbării halomorfe.

- *Soluri halomorfe*. Sărurile în general antrenează argilele iar solurile devin masive, slab drenate şi suportă o vegetaţie halofilă (sărăturată). Un bun drenaj (irigare) le poate pregăti ca soluri normal saline (sărăturate) destinate agriculturii.

- *Soluri cu oxizi: soluri roşii mediteraneene şi soluri feralice*. Sunt soluri caracteristice regiunilor cu temperaturi şi umiditate ridicate (zone subtropicale, tropicale şi eucuatoriale). Hidroliza şi oxidarea sunt dezvoltate la maximum (caolinite, hidroxizi de fier, mangan şi aluminiu). Defrişările masive au dus la formarea de mari suprafeţe acoperite cu cruste lateritice şi soluri lateritice. Solurile feralice sunt bine drenate.

Clasificarea solurilor se poate face şi după alte criterii. După culoare, solurile pot fi: *cernoziomuri* (soluri negre, bogate în humus); *crasnoziomuri* (soluri roşii de tip lateritic sau *terra rossa*); *podzol* (sol cenuşiu, argilos, de dealuri); *soluri brune de pădure* etc.

După conţinut se deosebesc tipurile: *pedalfer* (soluri bogate în argilă şi oxizi de fier în orizontul B, categorie mai cuprinzătoare în care intră şi

Scanned with OKEN Scanner

podzolurile); *pedcal* (soluri calcaroase pe suprafaţa cărora se precipită $CaCO_3$ ca o pulbere albă, numită şi caliche); *soloneţuri* şi *solonceacuri* (soluri sărate, cu eflorescenţe albe în perioadele uscate şi cu vegetaţie tipică de sărături ca *Salicornia*, ce apar în România în zona lagunelor din jurul lacului Sinoe şi în zona Histria); *serroziomuri* (soluri bogate în schelet nisipos din regiunile perideşertice) ş.a.

13.4. Ablaţia produselor de alterare

În urma procesului de alterare produsele rezultate sunt îndepărtate de pe suprafaţa rocii, creându-se astfel noi suprafeţe de atac pentru agenţii de eroziune. Procesul acesta de îndepărtare a maselor de rocă alterată, pe distanţă scurtă, până la baza pantei se numeşte **ablaţie**. Ablaţia poate fi efectuată de gravitaţie, de apele de şiroire şi de vânt. Ablaţia nu poate fi confundată cu eroziunea, transportul şi sedimentarea definitivă a sedimentelor într-un bazin acvatic şi nici cu denudaţia rocilor (eroziune plus transport).

13.4.1. Ablaţia prin gravitaţie

Grohotişul de pantă se formează la baza unui escarpament de roci dure dar fisurate, prin care tinde să se racordeze ruptura de pantă cu zona din faţa acesteia (Fig. 222). În cazul căderii gravitaţionale pe pantă, materialul grosier este transportat (dus mai departe) la distanţă mai mare de locul prăbuşirii, datorită masei şi inerţiei mai mari decât la materialul mărunt.

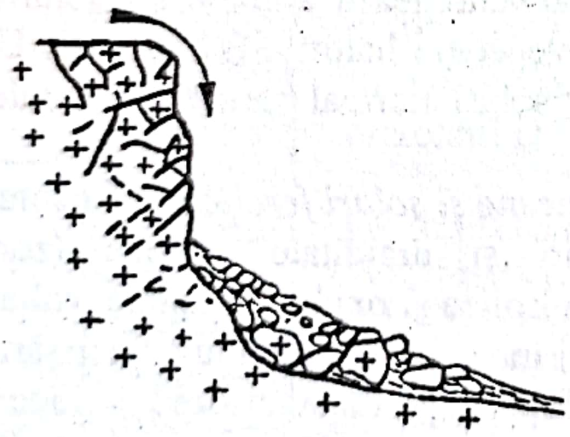


Fig. 222 Grohotiş de pantă în roci granitice (după V. Lăzărescu, 1980)

Astfel, conul de dejecţie format va avea o structură inversă decât conul datorat torenţilor, în care materialele fine sunt duse mai departe de baza pantei. Elementele de grohotiş (engl. *rubble* şi *screen*; franc. *éboulis de pente*) sunt colţuroase, datorită distanţei mici de transport şi deci a rulajului foarte slab. Terenurile cu grohotişuri se stabilizează greu, chiar dacă deasupra sunt înierbate, deoarece elementele de grohotiş prezintă între ele

Scanned with OKEN Scanner

spaţii necimentate, iar coeziunea dintre acestea este foarte mică. Perdele întinse de grohotişuri (denumite şi glacisuri), alcătuite din fragmente de şisturi cristaline, se găsesc pe versantul nordic al Munţilor Făgăraş; grohotişuri alcătuite din fragmente de granite sunt semnalate în jurul înălţimilor mari din Munţii Retezat, iar grohotişuri calcaroase sunt frecvente pe versanţii Masivului Piatra Craiului.

Fig. 223 Alunecarea de teren de la Flimserstein (Elveţia) în 1939. Remarcaţi cicatricea de dezlipire de la poala falezei verticale şi enormul haos de roci expus la baza sa. Materialul nu este clasat : blocuri sunt de mai multe zeci de m^3 asemănătoare pietrişurilor. Fenomenul este brusc şi distrugerile considerabile (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Grohotişurile cimentate dau roci dure, denumite **brecii**. Porniturile de grohotişuri în general sunt bruşte, când blocuri mari, alături de fragmente colţuroase neclasate, se rup din versanţi producând prăbuşiri masive, zgomotoase şi cu distrugeri considerabile. Asemenea cazuri sunt frecvente

Scanned with OKEN Scanner

în Alpi, în masivele înalte mărginite de faleze verticale, care prin prăbuşirile bruşte creează un haos de roci. De exemplu, alunecarea (prăbuşirea) de grohotişuri de la Flimserstein din Elveţia a creat un glacis enorm ce a distrus terenuri, locuinţe şi tot ce a întâlnit în cale (Fig. 223).

Prăbuşirile de stânci (germ. *Berstürzung*), ca şi avalanşele şi gheţarii de piatră sunt frecvente în zonele cu pante înalte abrupte, ce depăşesc unghiul de repaus natural al rocilor şi sunt favorizate de fenomenul de îngheţ-dezgheţ, care lărgeşte fisurile, slăbeşte coeziunea dintre roci şi astfel favorizează prăbuşirea. De multe ori prăbuşirile de stânci se produc împreună cu declanşarea alunecării grohotişului de pantă. La noi în ţară se produc prăbuşiri de stânci pe versanţii şoselei transfăgărăşene, în defileul Oltului, Jiului şi Prahovei şi a Dunării la Calafat. Efectele prăbuşirilor de stânci sunt dezastruoase, catastrofale. Se cunosc cazurile de distrugere a oraşului Goldau din Elveţia şi Elm de pe valea Oldman din Canada de la începutul secolului trecut. Prăbuşirile de stânci pot fi asociate şi cu avalanşe de zăpadă.

Creep-ul (engl. *creep* = a se târî). Creep-ul se manifestă prin alunecarea lentă a solurilor sau a formaţiunilor subţiri de pe pantă. Declanşarea creep-ului este mai frecventă în perioadele de ploi. Alunecarea formaţiunilor se recunoaşte prin forma învălurită a terenului, sau după deformarea gardurilor sau după apariţia de crăpături deschise. În cazul când roca bazală este alcătuită din depozite fin stratificate şi puţin rezistente (argile foioase, marne în alternanţă succesivă cu strate subţiri de gresii), atunci creep-ul provoacă îndoirea gravitaţională a capetelor de strate, denumită **hakenwerfen** (germ. *haken* = cârlig) (Fig. 224). Asemenea deformări pot produce erori în interpretarea structurii geologice a unei regiuni, deoarece controlul poziţiei in situ al rocilor se face foarte greu, dacă aflorimentele nu sunt suficient de mari.

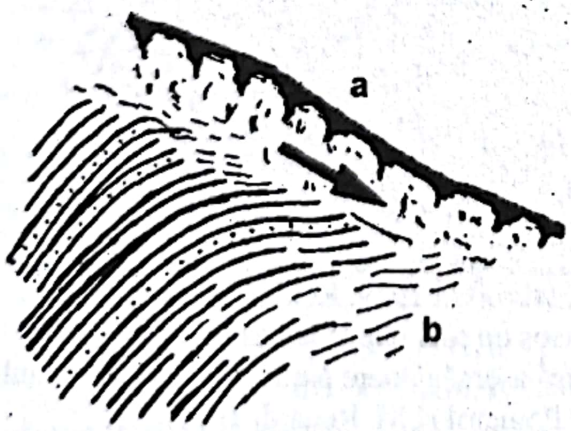


Fig. 224 Fenomenul de „creep" (a) şi de formare a unui „hakenwerfen" al stratelor (b) (după V. Lăzărescu, 1980).

Alunecările de teren sunt deplasări gravitaţionale lente produse mai ales în zonele temperate, pe un pat lubrefiant (umed şi alunecos) de roci plastice, reprezentate prin argile şi marne, atunci când sunt impregnate cu apă în perioadele ploioase.

Scanned with OKEN Scanner

La o alunecare de teren se deosebeşte o linie de desprindere sau cornişă, faţă de terenul ferm (stabil), de obicei concavă, cu concavitatea orientată în josul pantei (Fig. 225). Sub aceasta se instalează o zonă mlăştinoasă, ca o mică depresiune, creată datorită dizlocării materialului rupt din cornişă şi care a început să se îndepărteze de aceasta prin alunecare.

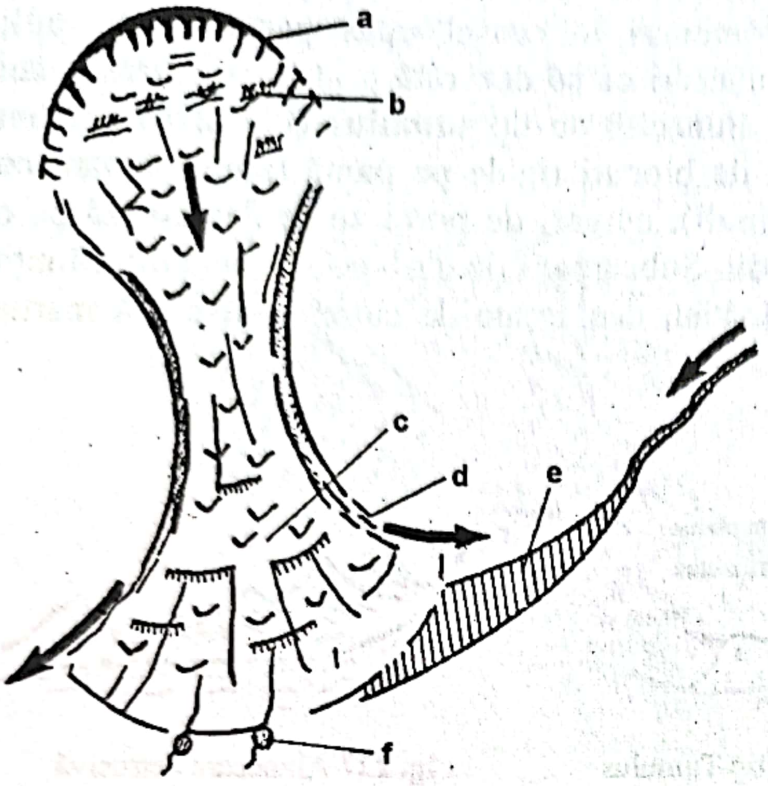


Fig. 225 Pornitură de teren : a - linia de desprindere ; b - teren mlăştinos ; c - fruntea ; d - pâraie secundare ; e - bahlui = iaz natural; f - izvoare (după V. Lăzărescu, 1980).

În continuare pe pantă se desfăşoară masa de alunecare, ondulată, caracterizată prin valuri denumite şi **monticuli de alunecare**. În această masă alunecătoare se observă crăpături deschise, ce se lărgesc pe măsura alunecării materialului terigen. Copacii de pe această masă alunecătoare au înclinări anormale, dând aspectul de „pădure beată". Lateral zonei alunecătoare, la contactul cu terenul ferm, stabil, se creează şanţuri laterale adânci pe care se canalizează mici torenţi. În fruntea alunecării, aceasta capătă aspectul de evantai, unde ia naştere o pantă „cu pinten" în care se formează crăpături radiare din care apar mici izvoare cu apă, ce drenează masa alunecătoare. Fruntea alunecării poate să bareze o vale a unui râu către care avansează, creând astfel în spate un mic lac de baraj natural (numit local **bahlui**) prin care apa curgătoare îşi creează totuşi drum. Un caz clasic în România este cel al Lacului Roşu format în 1838 la confluenţa dintre Valea Bicazului şi Valea Suhărzelului prin bararea primei văi de către Muntele Ucigaşu care a alunecat.

Majoritatea alunecărilor sunt **consecvente**, adică se produc pe versanţi ce au acelaşi sens de înclinare cu strate de argile în patul alunecării. Pot însă apărea şi cazuri mai rare, **asecvente** (în roci masive) sau **obsecvente**, când înclinarea stratelor argiloase din pat este contrară sensului de înclinare a pantei. După felul evoluţiei alunecării deosebim: alunecări s. str. (senso

Scanned with OKEN Scanner

stricto), adică terenuri ce alunecă în bloc; alunecări **delapsive** sau pornituri obişnuite ce afectează noi terenuri în sensul opus pantei (retrograd); alunecări **detrusive**, adică alunecări ce se dezvoltă prin fragmentarea unei pornituri iniţiale (Fig. 227); alunecări de tip **tumulus** (Fig. 226) ce sunt caracterizate prin alunecarea de blocuri rigide pe pantă (asemănătoare cu mormintele antice numite tumuli); curgeri de noroi ce se deplasează pe o vale, cum sunt frecvent cele din Subcarpaţii de curbură sau cele din Munţii Buzăului de la Bidişel şi Pănătău, declanşate de cutremurul din 4 martie 1977.

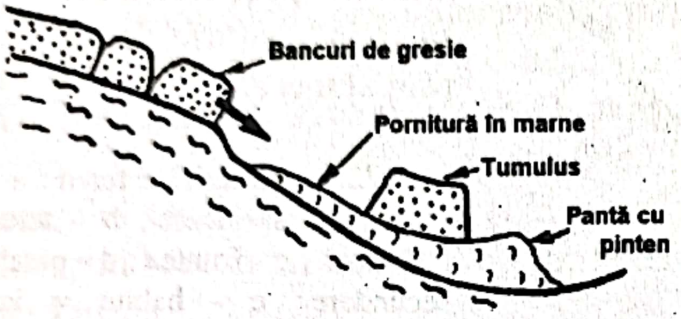


Fig. 226 Formarea alunecărilor tip Tumulus (după V. Lăzărescu, 1980).

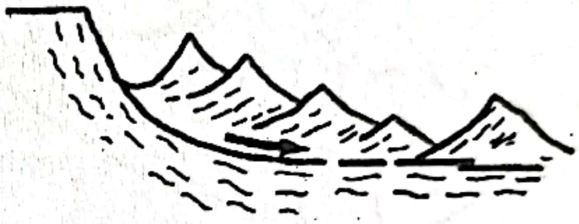


Fig. 227 Alunecare detrusivă (după V. Lăzărescu, 1980).

Vârsta şi adâncimea alunecărilor de teren sunt elemente foarte importante, dar greu de determinat fără foraje de referinţă de mică adâncime. Aprecieri calitative se fac prin observarea arborilor de pe materialul alunecător care pot fi culcaţi în sensul pantei, atunci când grosimea masei de alunecare este mai mare decât adâncimea de penetrare a rădăcinilor, sau înclinarea este spre vale (în sensul pantei), atunci când grosimea masei de alunecare este mică (superficială), rădăcinile arborilor în acest caz rămânând încă bine înfipte în terenul stabil nealunecat. O tulpină de arbore îndoită, dar care în partea superioară este verticală, arată o alunecare veche, stabilizată între timp, ceea ce a permis copacului să crească din nou în sus către lumină (Fig. 228). Aprecieri semicantitative asupra vârstei alunecării şi grosimii masei alunecătoare se pot face după grosimea şi înălţimea tulpinii, precum şi după esenţa (tipul) copacilor, din care se pot deduce cu aproximaţie datele de vârstă a alunecării şi grosimea materialului alunecat. Problema importantă este că după cunoaşterea datelor preliminare asupra alunecării şi ulterior a studiilor geologice întreprinse, trebuie luate urgent măsuri de stopare a alunecării şi de prevenţie a posibilelor alunecări în zone susceptibile. Măsurile sunt complexe şi intră în sfera de preocupare a inginerilor geologi specializaţi în acest domeniu.

Scanned with OKEN Scanner

Solifluxiunea. Solifluxiunea este fenomenul de curgere a terenurilor superficiale sau a solurilor în timpul dezgheţului de primăvară, după ce în timpul iernii apa pătrunsă prin pori şi fisuri, a îngheţat, iar prin mărirea volumului şi implicit a galeriilor, terenurile au fost dezagregate pierzându-şi coeziunea.

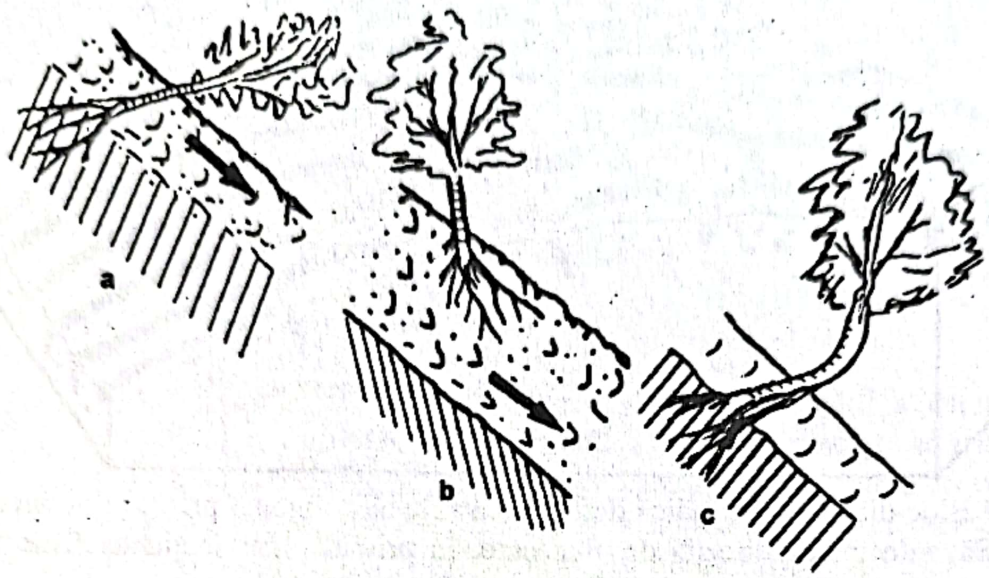


Fig. 228 Alunecare activă superficială (a), adâncă (b) şi stabilizată (c) (după V. Lăzărescu, 1980).

Fenomenul de solifluxiune se produce mai ales în ţările nordice şi în zonele montane înalte, unde solifluxiunile se pot asocia cu avalanşe de zăpadă şi curgeri de detritusuri grosiere, ce au o matrice de gheaţă sau sunt asociate cu alunecări de stânci. Ca efecte, în regiunile reci, iau naştere solurile poligonale, în care pietrele sunt aranjate în formă de poligoane la suprafaţă, ca rezultat al creşterii în volum a apei care îngheaţă ceea ce provoacă tensiuni şi mişcări ale celulelor de convecţie. Aceste poligoane în funcţie de pantă se alungesc atunci când valorile acesteia cresc (Fig. 229). În Alaska solurile poligonale sunt frecvente, diametrul poligoanelor fiind în jur de 50 cm (Fig. 175). Termenul de **solifluxiune** (*gelifluxiune*) se atribuie în general terenurilor cu o pantă foarte mică. În cazul pantelor mai mari, apar soluri **striate** (*crioreptaţie* sau *crioturbaţie*) (Fig. 174), când solurile curg sub formă de suluri de solifluxiune. Prin îndulcirea pantelor în mod progresiv, termenul de solifluxiune devine *crioplanaţie*.

Sufoziunea este o alunecare de teren determinată de faptul că granulele fine ale unui nisip neclasat sunt antrenate de circulaţia apelor subterane, ceea ce face ca un astfel de teren să-şi piardă stabilitatea mai ales dacă el suportă construcţii grele, sau stânci, cu sarcini concentrate mari. Un caz

Scanned with OKEN Scanner

cunoscut este cel petrecut la Memphis (USA) pe malul fluviului Mississipi în 1926, unde terasa fluviului a cedat pe margini în zona unei instalaţii de preparare a minereurilor, datorită spălării şi antrenării nisipului de către apele subterane şi de către apele fluviului la cote mari (Fig. 230).

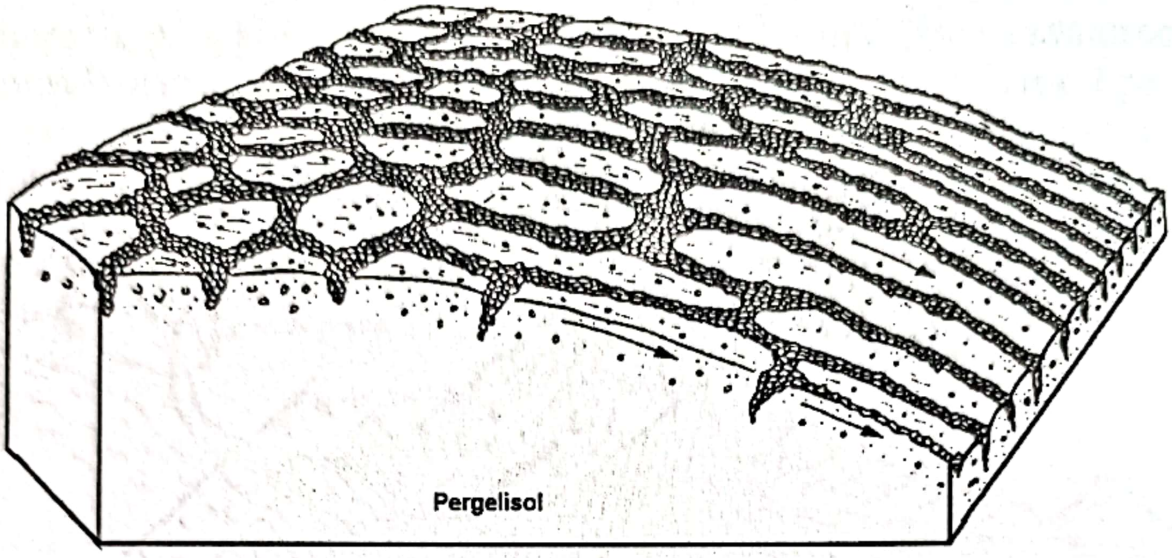


Fig. 229 Bloc-diagramă ce indică deformarea solului poligonal prin solifluxiune în lungul pantei. Săgeţile indică direcţia de alunecare. În primul plan: secţiunea fisurilor în pană (după P. Bellair şi Ch. Pomerol, 1977).

În România asemenea fenomene sunt cunoscute în mai multe zone, dar se menţionează cazul de la Giurgiu unde nisipul s-a scurs ca într-o clepsidră generând o pâlnie sufozionară, datorită trepidaţiilor produse de cutremurul din 4 martie 1977. Un fenomen de sufoziune, produs la Ocnele Mari în anul 2002, s-a datorat extragerii sării prin procedeul de lichefiere, care, creând astfel goluri în subteran, a dus la surparea a numeroase clădiri de locuit, terenuri şi a altor construcţii sociale.

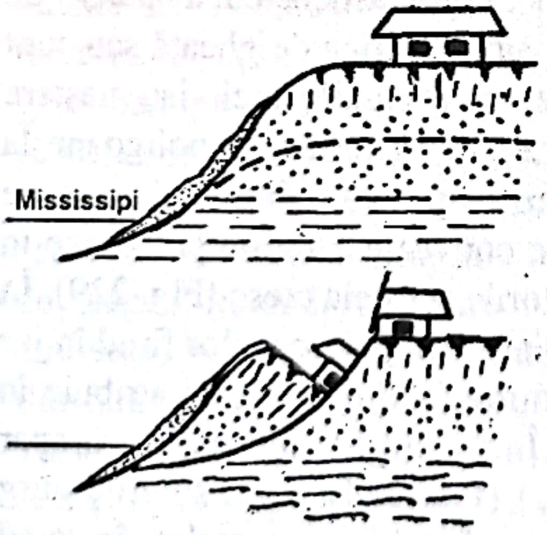
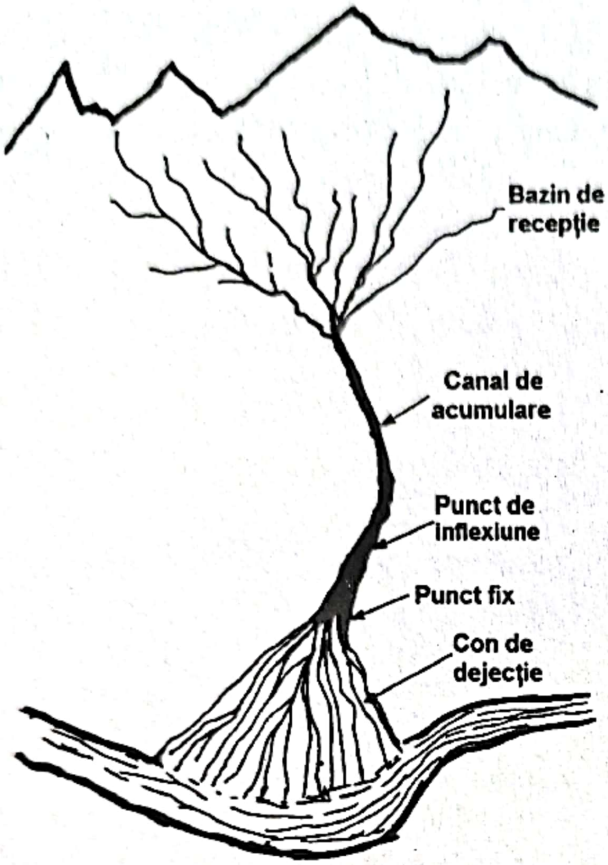


Fig. 230 Schiţa sufoziunii de la Memphis (SUA) din 1926 (după V. Lăzărescu, 1980).

13.4.2. Ablaţia prin apele de şiroire

Apele meteorice care se scurg pe pantele dealurilor formează prin eroziune o serie de canale denumite **ravene** prin care sunt antrenate particule fine argiloase rezultate prin alterare. Torenţii ce se formează în acest fel se adâncesc prin eroziune şi transportă cantităţi mari de material de

Scanned with OKEN Scanner



pe pantă pe care-l depun în **conul de dejecţie** (Fig. 231). La baza pantelor, prin îngemănarea conurilor de dejecţie, iau naştere **glacisurile** care acumulează cantităţi mari de material erodat, transportat şi depus de torenţii succesivi de pe pantă.

Fig. 231 Diferitele părţi a cursului unui torent. De notat absenţa afluenţilor din lungul canalului de scurgere, în consecinţă arcuirea cursului de râu progresează treptat în conul de dejecţie (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Materialul fin, adesea gălbui, ce se acumulează la baza pantelor poartă numele de **lehm de pantă** şi el nu este numai rezultatul eroziunii şi sedimentării pe calea torenţilor (eroziune liniară), ci şi datorită eroziunii şi spălării areale a pantelor de către apele fluviale (Fig. 232).

Pe pantele abrupte şi mai ales pe rocile solubile ca gipsuri, anhidrite, sare sau calcare, numeroasele canale paralele produse de scurgerea apelor torenţiale, cu efecte de eroziune şi dizolvare, poartă denumirea generală de **karren**. Când şanţurile de scurgere a apei sunt adânci şi lasă între ele spaţii înguste, cu muchii ascuţite ca nişte creste, acestea poartă numele de **lapiezuri**. Aceste lapiezuri au uneori adâncimi de peste 1 m şi prezintă numeroase iregularităţi ca nişe, marmite, caneluri. Ele sunt frecvente în masivele calcaroase din regiunea Karst din Slovenia (nume ce se dă tuturor fenomenelor de eroziune şi dizolvare aeriană şi subterană din rocile calcaroase şi solubile).

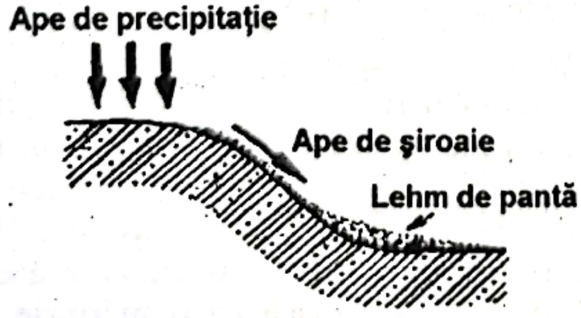


Fig. 232 Schiţa formării lehmului de pantă (după V. Lăzărescu, 1980).

Scanned with OKEN Scanner

În România fenomene carstice se întâlnesc în Munţii Apuseni, cum ar fi peşteri, doline (Foto 32), polje, în Carpaţii Meridionali şi în Carpaţii Orientali. Forme interesante de karren-uri, în special lapiezuri, pot fi întâlnite pe „Muntele de sare" de la Slănic Prahova (Fig. 233 şi Foto 36). În regiunile salifere pantele multor văi sunt afectate de torenţi adânci de tip lapiezuri care produc fenomene de eroziune foarte puternice.

Fig. 233 Forme de karren dezvoltate pe „Muntele de sare" de la Slănic-Prahova. Se observă şi stratificaţia ritmică a evaporitelor (după V. Lăzărescu, 1980).

Asemenea zone poartă denumirea de „Bad-Lands" cu aspect lunar (de exemplu, Valea Slănicului de Buzău în regiunea de molasă). Un asemenea peisaj poate fi văzut în bazinul Râului Durance (regiunea Provence din Alpii francezi) în regiunea numită „Terres-Noires" din formaţiunile Jurasic superioare (Fig. 234).

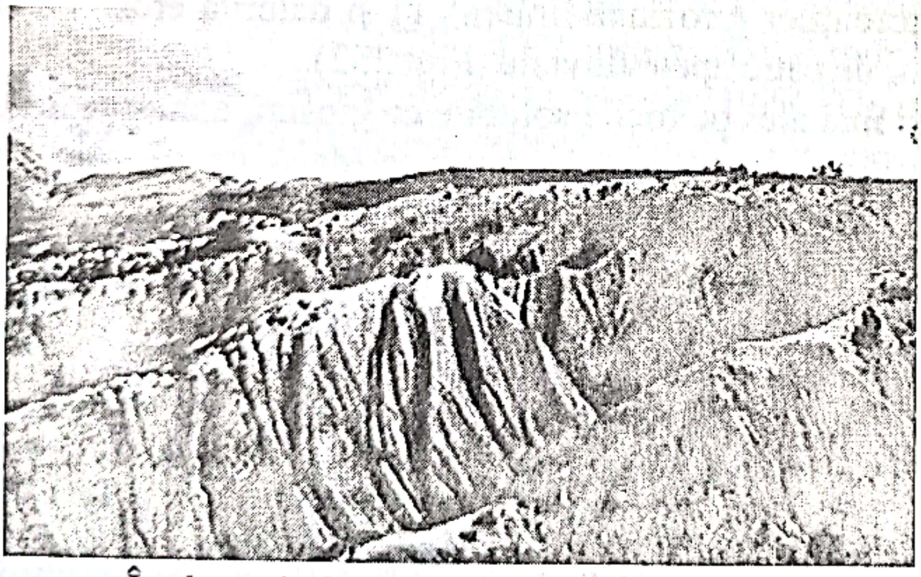


Fig. 234 Peisaj de „Bad-Lands" în regiunea „Terres Noires" din Jurasicul superior al bazinului Durance (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

În depozitele detritice neomogene, cum ar fi morenele sau depozitele vulcanice, apele de şiroire produc o eroziune selectivă ocolind blocurile mari, în schimb erodând puternic rocile mai slabe şi puţin rezistente. Astfel iau naştere nişte coloane de roci (franc. *cheminées de fées* = coloane de eroziune), prin îndepărtarea sedimentelor fine, care păstrează în partea superioară, ca o pălărie, câte o bucată de stâncă rămasă ca o mărturie a vechii structuri geologice.

Scanned with OKEN Scanner

Asemenea coloane poartă denumirea de **„piramide de pământ”** (franc. *pyramides coiffées*). Astfel de fenomene apar în regiunea Bolzano şi pe Valea Gail (în Tirol, la graniţa dintre Italia şi Austria), în Germania (în regiunea Eiffel), în regiunea Cotteuges (Puy-de-Dôme) din Franţa (Fig. 235, 236 şi 237).

Fig. 235 O coloană de eroziune mai puţin cunoscută, cea de la Cotteuges (Puy-de-Dôme), înaltă de aproximativ 20 m, tăiată în argilele roşii oligocene ale versanţilor văii Couze Pavin, 10 km spre NE de Besse-en-Chandesse. Un bloc de mai multe tone alunecat pe pantă este la originea coloanei de eroziune (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

În regiunea Euseigne (Valais) apele de şiroire au afectat o creastă morenaică pe care au sculptat-o prin fragmentare generând fisurile clasice de „domnişoare coafate”. Acestea sunt „piramide de pământ” înalte de 20-30 m, dispuse pe aliniamentul crestei morenaice erodate şi care poartă în vârf câte un bloc de stâncă în echilibru, asemenea unei coafuri de femeie.

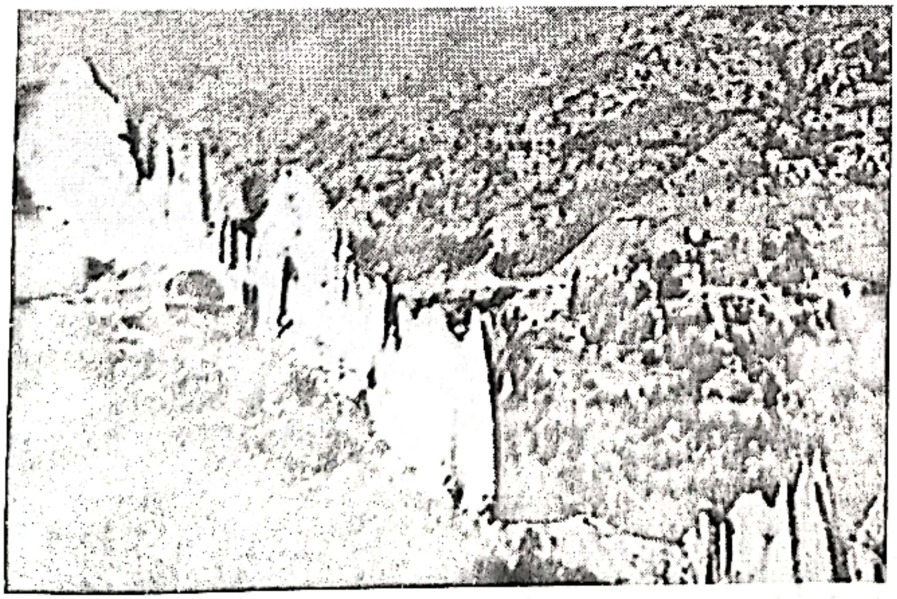
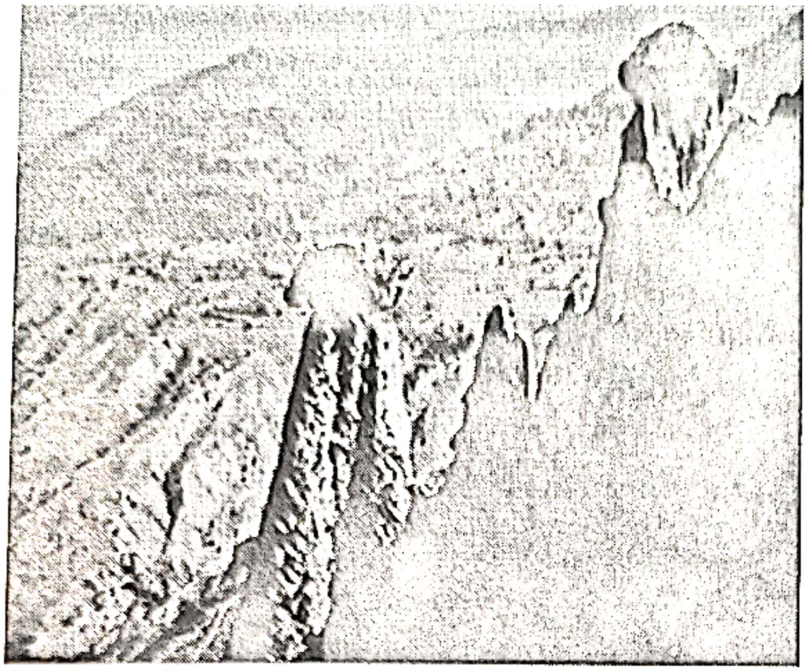


Fig. 236 Piramidele de la Euseigne (Valais). Pe o creastă morenaică disecată prin eroziune, fenomenul clasic de „coafură de femeie” se dezvoltă larg (după P. Bellair şi Ch. Pomerol, 1977).

Scanned with OKEN Scanner



În România asemenea „piramide" se întâlnesc pe Valea Bahnei, pe marginea nordică a Bazinului Transilvaniei în depozitele miocene.

Fig. 237 Detaliu al piramidelor de la Euseigne. Se remarcă eroziunea prin şiroire sub pietrele somptuoase (după P. Bellair şi Ch. Pomerol, 1977).

În regiunile cu roci granitice sau gresii dure ce alternează cu roci moi, eroziunea puternică şi selectivă a apelor de şiroire poate ocoli anumite stânci de roci dure, erodând în schimb pe cele moi. Astfel, rămân o serie de martori de eroziune, stânci „modelate" de spălarea succesivă a apelor de şiroire, de alterare, ale căror colţuri şi muchii sunt rotunjite. Asemenea blocuri formează un haos granitic şi care stau în echilibru pe panta unei suprafeţe foarte înguste şi încă neerodată complet (Fig. 238 şi Fig. 239). Exemplu de astfel de blocuri granitice se întâlnesc în regiunea Plumanach sau Huelgoat (Bretania), Sidobre (Masivul Central Francez), Targasonne (Pirineii Orientali).

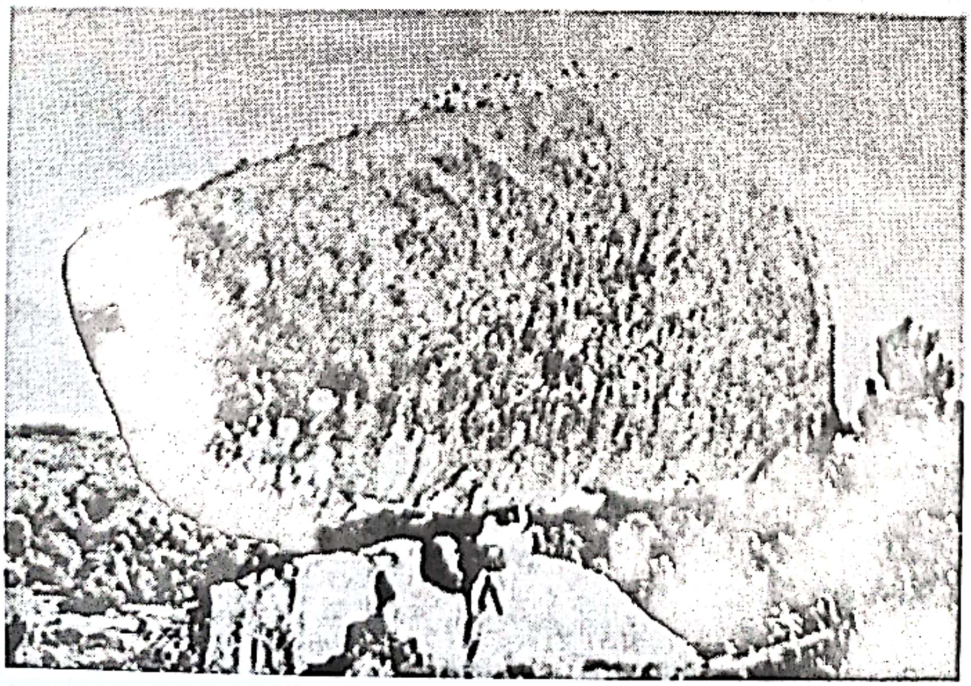


Fig. 238 Tip de haos granitic. Un enorm bloc de granit, cu muchiile rotunjite, aflat în echilibru (regiunea Sidobre) (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Scanned with OKEN Scanner

Un exemplu de haos de gresii poate fi dat în regiunea Fontainebleau şi Annot din Franţa. În aceste zone aflorează plăci grezoase degajate de vânturi din nisipurile înconjurătoare. Aceste plăci de gresii nu sunt susţinute de un fundament ferm, se fragmentează în blocuri şi alunecă pe pante formând celebrele haosuri de gresii din zonele mai sus amintite.

Fenomenul de eroziune a apelor de şiroire se manifestă şi asupra coşurilor vulcanice stinse. Prin erodarea coşului, alcătuit din roci moi vulcano-sedimentare, umplutura acestuia reprezentând lava solidificată mai dură rezistă eroziunii puternice şi rămâne în relief ca un stâlp, reprezentând un neck vulcanic. Un exemplu foarte cunoscut este Mont Saint Michel (Foto 26), un neck vulcanic bazaltic din localitatea Puy-en-Velay (Normandia) din Franţa sau Pic Laperrine (Ahaggar), o coloană trahiphonolitică prismată, înconjurată de un glacis de spărtură de roci şi proiecţiuni (Foto 26), ca şi în Mont Rodeix, Puy-de-Dôme din Masivul Central Francez. La noi în ţară, la Detunatele (Detunata goală şi Detunata păduroasă) de la Bucium-Saşa, Munţii Apuseni, peisajul este asemănător (Foto 25).

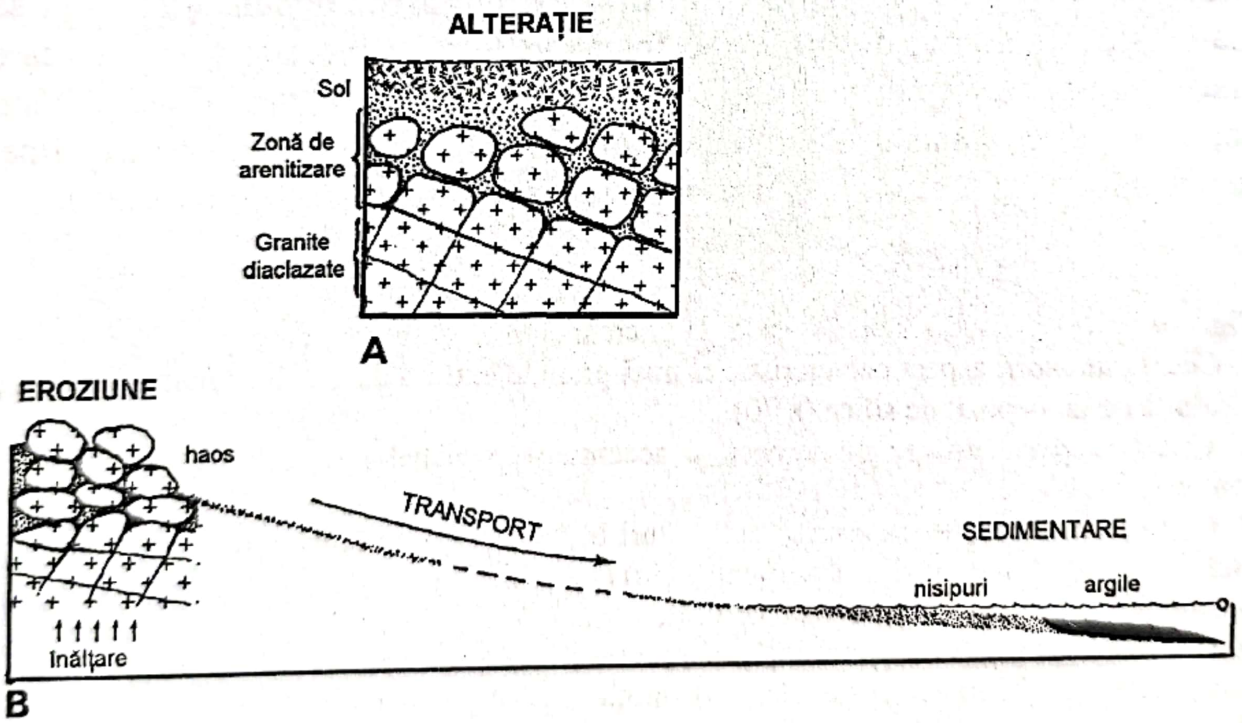


Fig. 239 Arenitizarea granitului şi formarea de haos. **A)** Arenitizarea granitului se desfăşoară pe sol şi în subsol (alterare pedologică sau coroziune freatică). Ea se insinuează de-a lungul diaclazelor şi este evidentă mai ales la intersecţia planelor de diaclaze, formând forme sferice care rămân în subsol. **B)** O înălţare (moment epirogenic) cu formare de şiroire care degajează formele sferice (haos). Rezultă arenite mobile care sunt transportate, clasate prin curenţi şi depuse succesiv prin granulometrie descrescătoare. Exemplu, o plajă pe care se găsesc roci sedimentare detritice: nisipuri cuarţo-feldspatice şi argile colorate cu oxid de fier (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Scanned with OKEN Scanner

Acţiunea de eroziune a apelor de şiroire scoate în relief şi dyke-uri sub forma unor ziduri, ce creează un aspect inospitalier, pe Valea Mont Dore (Franţa), al cărei versant Puy de Sancy afectat de astfel de ziduri, poartă un nume sugestiv „Val d'Enfer" (Valea Infernului).

Peisajele ruiniforme sunt rezultatul eroziunii şi dizolvării de către apele de şiroire a dolomitelor. Carbonatul de calciu este dizolvat repede, iar dolomitul (carbonatul de magneziu) rămâne în relief, având aspectul unor ruine (de exemplu, zona Montpellier-le-Vieux, Franţa).

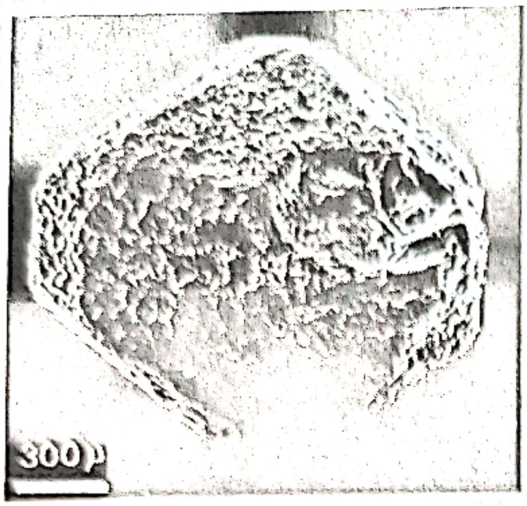
13.5. Deflaţia şi coraziunea

Acţiunea de spulberare sau de baleiaj a vântului ce se manifestă prin energia sa cinetică se numeşte **deflaţie**. Altfel spus, deflaţia este acţiunea de ablaţie exercitată de vânt. Vântul are o puternică acţiune de eroziune, uneori cu efecte dramatice datorită vitezei sale, care poate depăşi 100 km/oră, iar uneori poate atinge şi 300 km/oră. În acest ultim caz acţiunea vântului se manifestă sub formă de turbioane foarte violente, denumite **tornade**, care distrug aproape tot ce întâlnesc în cale (copaci, clădiri, maşini etc.). Când acţiunea de eroziune a vântului se realizează şi cu aportul particulelor fine, în special de nisip pe care le transportă, atunci ea se numeşte **coraziune**.

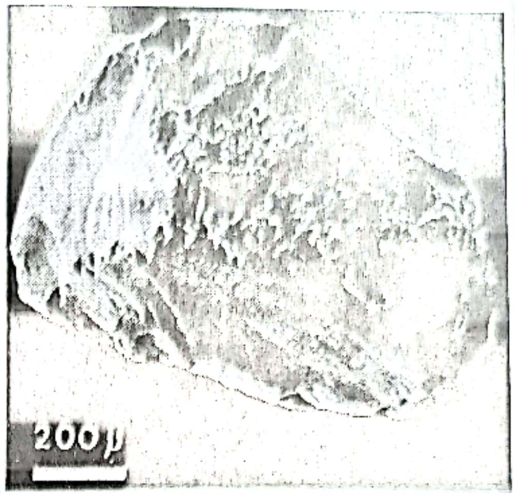
Fig. 240 Exoscopie de granule de cuarţ la microscopul electronic cu baleiaj.
1. Cuarţ automorf, aspect caracteristic al unei granule extrasă dintr-o rocă mamă alterată şi găzduită de un depozit de silice (x 70).
2. *Cuarţ cu urme de şoc* numeroase şi accentuate indicând un transport într-un mediu torenţial (x 100).
3. Cuarţ rulat cu numeroase urme de lovituri în formă de semilună (eolizare) urmată de o şlefuire generală a granulei (în mediu acvatic) (x 140).
4. Detaliu al fotografiei precedente (x 140).
5. (x 140) şi 6. (x 1000) – Prezenţa a numeroase V-uri în funcţie de direcţiile privilegiate (acelea de edificiu cristalin) indicând o disoluţie dezvoltată.
Anumite zone ale granulei sunt netede (vizibil în fotografia 5), deci protejate. Se poate intui că această disoluţie s-a realizat într-un profil pedologic unde circulaţia de apă între granule lasă zone neatinse (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Scanned with OKEN Scanner

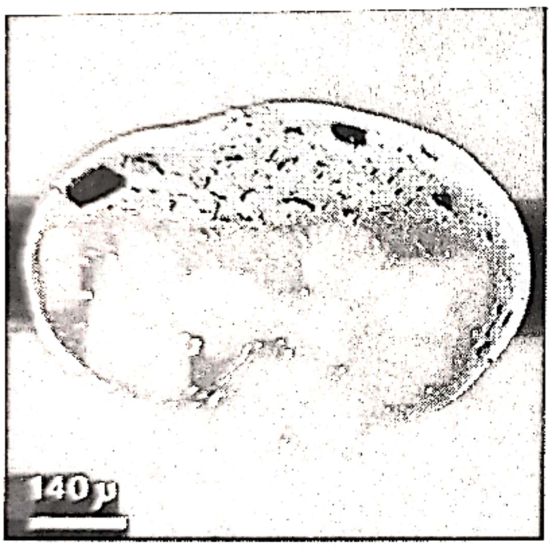
1



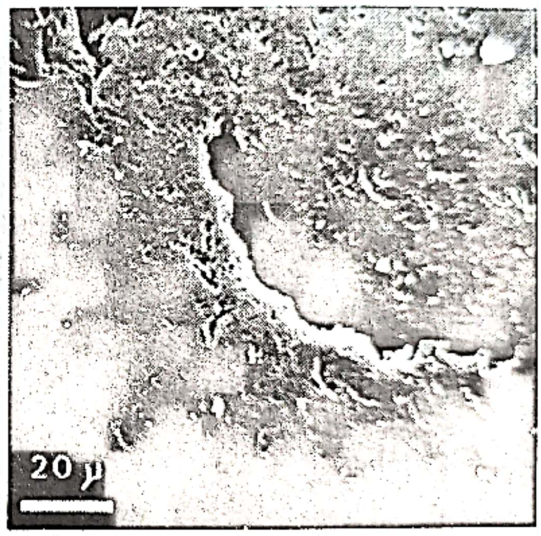
2



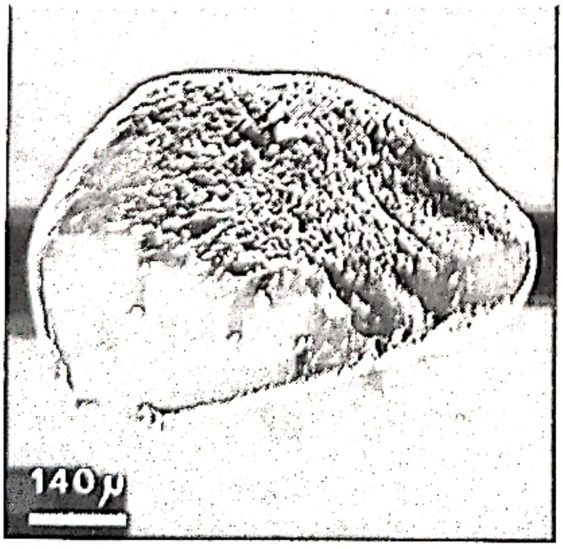
3



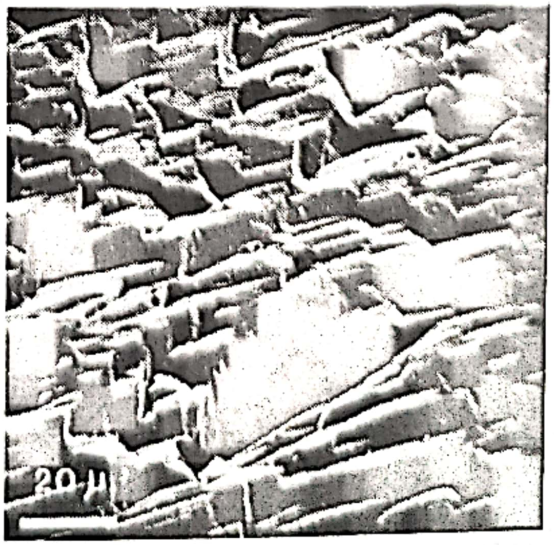
4



5



6



Scanned with OKEN Scanner

Pe suprafeţele platourilor de roci dure atacate de acţiunea de deflaţie a vântului, rocile de suprafaţă se lustruiesc, capătă aspect de dale, fenomen ce se întâlneşte în hamadele sahariene. În solurile aluviale cu materiale heterometrice, deflaţia spulberă particulele fine lăsând pe loc pietrele pe care le lustruiesc. Exemplul clasic îl reprezintă deşertul pietros sau **reg**-ul, întâlnit în cel puţin trei sferturi din suprafaţa Saharei (Fig. 113). În deşerturile argiloase se observă şanţuri sau rigole lungi, cu marginile drepte sau ondulate, denumite **yardang**-uri (jardanguri), ca, de exemplu, în deşerturile din Asia Centrală.

La scara suprafeţelor mari, deflaţia este cauza marilor depresiuni deşertice închise denumite **chott**-uri şi **sebkhras** (*chott* = depresiune cu marginile înerbate cu plante halofile; *sebkhra* = depresiune strict salină) din Sahara. Datorită vântului, mai ales sub formă de turbioane, nisipul este spulberat creându-se aceste depresiuni care ating nivelul hidrostatic. Datorită evaporaţiei puternice sărurile din apele subterane migrează la suprafaţă formând o crustă salină.

Asemenea chott-uri pot avea lungimi de zeci de kilometri, ca Depresiunea Chott-el-Djerid din Tunisia şi Depresiunea Quattara din Egipt. Unele din aceste depresiuni sunt excavate sub nivelul mării ca: Chott Merouane-Melehir din Algeria (-35 m), Valea Morţii (Death Valley) din California (-85 m, locul cu altitudinea cea mai joasă din continentul american). Pe terenurile mobile, ca de exemplu plajele abandonate prin retragerea apelor marine sau a suprafeţelor nisipoase lăsate de cursurile de apă, în general supuse deşertificării, vântul poate crea culoare liniare de deflaţie. Între acestea pot apărea creste nisipoase longitudinale, care după unii autori stau la originea aliniamentelor stampiene (Oligocen inferior) din regiunea Fontainebleau (Franţa), denumite *fech-fech*.

Coraziunea se manifestă mai ales asupra suprafeţelor dure, asupra cărora acţionează vântul şi particulele de nisip transportate de vânt. Suprafeţele rocilor dure sunt polizate, iar atunci când apar şi oxizii de fier în deşerturile pietroase, rocile sunt lucioase, lustruite de coraziune, alcătuind „luciul deşertului". Particulele de nisip (în special de cuarţ) purtate de vânt sunt ciupite şi mate, datorită numărului mare de lovituri. Sunt bine calibrate şi au în general forme regulate, subsferice. Prin studiul exoscopic se observă pe suprafaţa lor alveole, creste semilunare şi crestături în „U" de şoc (Fig 240).

Pe suprafaţa pietrelor cu talii apreciabile, asperităţile sunt mai reduse, în schimb sunt realizate faţete plane reunite prin muchii şi unghiuri tocite. Pietrele tetraedrice, cu trei feţe expuse la vânt şi a patra pe care repauzează, sunt mai frecvente decât pietrele cu trei feţe, una de bază şi două alungite, separate printr-o muchie mediană denumite **dreikanters**.

Scanned with OKEN Scanner

13.6. Forme de relief generate de alterație și ablație eoliană

Acțiunea de degradare a rocilor prin alterare și ulterior prin ablație eoliană a produselor rezultate în urma alterării, duce la individualizarea unor forme de relief tipice care sunt mai pregnante dacă fenomenul este însoțit și de coraziune. Individualizarea acestor forme de relief depinde de litologia rocilor, de textura lor masivă sau orientată, de orientarea stratelor precum și de modul lor de fisurare tectonică.

Rocile cu stratificație suborizontală (slab înclinate) și ***orizontală*** dau naștere la forme de relief de tip **mesa**, cu aspecte tabulare întinse, date de calcare sau gresii, ce sunt sprijinite pe un suport de depozite mai slabe ca nisipuri compactate. În asemenea gresii, prin spulberarea granulelor alterate, se formează adâncituri alveolare repetate denumite **tafoni**. În stratele orizontale prin dislocarea și spulberarea particulelor fine de nisip, sunt reliefate elementele psefitice precum în conglomerate slab cimentate, fenomen caracterizat prin termenul austriac *Nagelfluh* (Fig. 242).

În regiunile cu climat cald și arid sau în regiunile temperate și umede, deflația și coraziunea se conjugă dând aspecte de relief mult mai pregnante. **Babele** sunt forme tabulare restrânse, ca un picior subțire, ce susțin în echilibru aceste pietre plate, stâncoase (Fig. 241), prezente și în România în Munții Bucegi și Ceahlău; **ciupercile**, asemănătoare babelor, numai că stâncile în echilibru au forme sferice sau elipsoidale; **pietre balansoare** sunt blocuri mari în echilibru instabil ce se sprijină pe suprafețe suborizontale, ca de exemplu pe Valea Dâmboviței.

Fig. 241 Formă gigantică de teren de tip „babă" născută prin alterare în gresii roșii triasice (Buntsandstein) din regiunea Pflaz (Germania) (după W. Totd, 1972, fide V. Lăzărescu, 1980).

În mod asemănător, în rocile cu strate de durități inegale, coraziunea provoacă o eroziune diferențială, rezultând alveole, caneluri, ce dau aspect

Scanned with OKEN Scanner

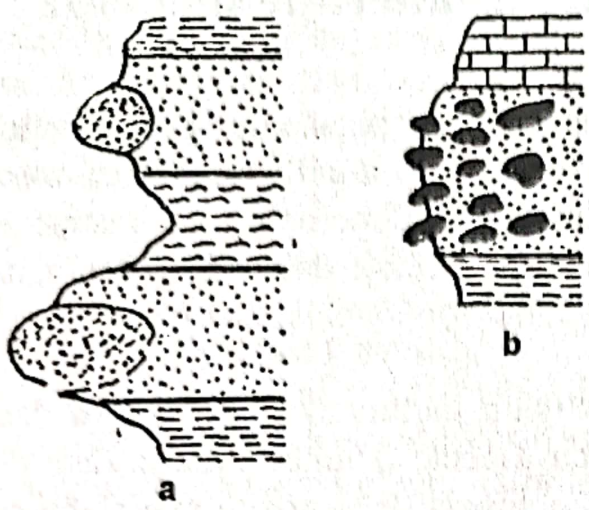


Fig. 242 Forme de teren date de trovanţi (a) şi de conglomerate (b) cu aspect de Nagelfluh în strate orizontale (după V. Lăzărescu, 1980).

de striuri rocilor respective. De exemplu se observă striuri şi alveole de eroziune pe Sfinxul din Cairo. Alteori sunt sculptate forme cu aspecte diferite, cum este Sfinxul din Munţii Bucegi, alături de babele sale.

Rocile stratificate sau şistoase cu o poziţie subverticală dau forme de relief ascuţite, cu aspect de „ace", când rocile dure alternează cu cele slabe.

De exemplu, Acul Cleopatrei din Munţii Făgăraş sau formele de relief semeţe şi ascuţite din Munţii Diamant (Cu Nan San) din Coreea de Nord, dau un peisaj deosebit de pitoresc regiunii. Dyke-urile rocilor eruptive, fiind dezgolite de eroziunea eoliană din rocile sedimentare mai moi, dau un relief de „ziduri"; mai rar, acestea sunt erodate, dând şanţuri. O alternanţă de gneise şi micaşisturi dau creste pe gneisele mai dure, micaşisturile mai moi fiind erodate. Asemenea cazuri pot fi observate în formaţiunea cu gneise cuarţoase din Pădurea Neagră (Germania) (Fig. 243) sau pe alocuri în formaţiunea gneisică a Porfiroidului de Pietrosu din Carpaţii Orientali (România).

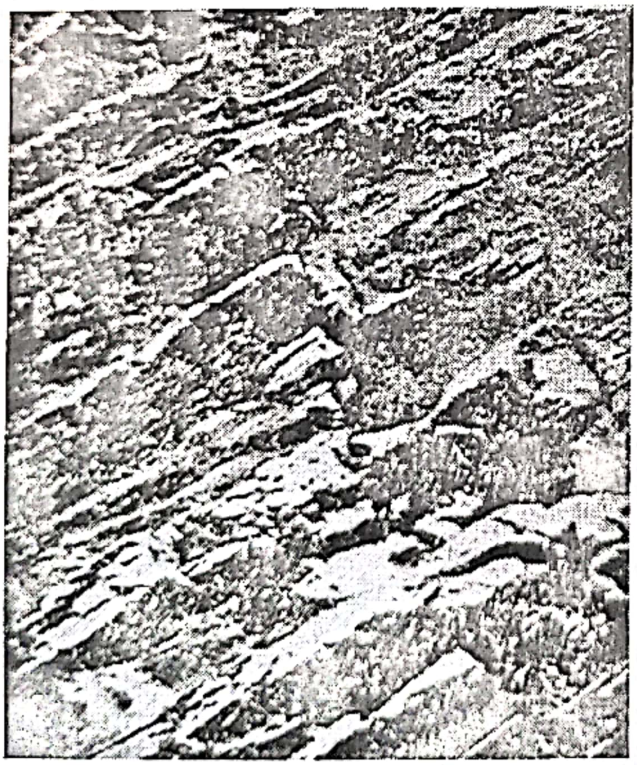


Fig. 243 Relief liniar cu creste mai rezistente la alterare a unor intercalaţii cuarţoase în gneisele din Pădurea Neagră (după M. S. Brewer şi F. Ackerman, 1979, fide V. Lăzărescu, 1980).

Rocile sedimentare masive în care predomină bancuri groase cu feţe de stratificaţie, iniţial slab evidenţiate, dar fisurate, ce ulterior sunt „prelucrate" de eroziune, luând aspectul de turnuri de castele cu aspect paralelipipedic

Scanned with OKEN Scanner

(Fig. 244, a). Acestea, având muchiile rotunjite, au primit numele de **Quadersanstein** (regiunea Saxoniei) când sunt formate pe gresii, alteori iau forma unor turnuri rotunjite, uneori inegale ca înălţime, mai ales când sunt alcătuite din conglomerate (Fig. 244, b), cum sunt Colţii Morarului din Munţii Bucegi, sau Vârful Toaca din Munţii Ceahlău (Fig. 245). Dacă gresiile masive au fost acoperite cu un strat calcaros, atunci ele au fost mai puternic cimentate pe anumite coloane verticale, astăzi prezentându-se sub forma unor turnuri suple şi neregulate ca formă şi înălţime, formând un relief caracteristic denumit „pădure împietrită".

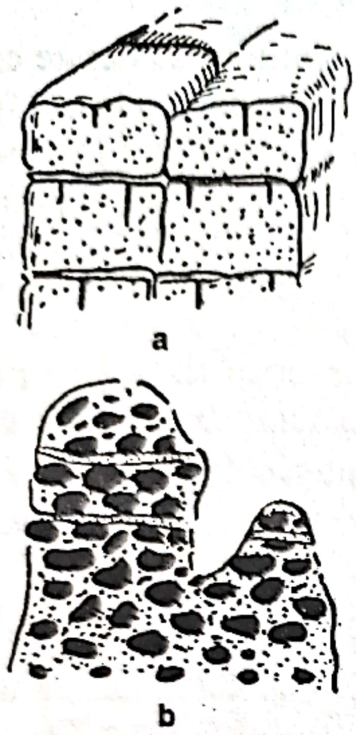


Fig. 244 Formarea reliefului de tip Quadersandstein (a) şi a turnurilor (b) (după V. Lăzărescu, 1980).

Exemple tipice sunt date de gresiile ypresiene din Bazinul Varnei (Bulgaria) cunoscute local sub denumirea de **Kamenâe gorî** sau **dikilitaş**. De asemenea, în China de SE sunt prezente astfel de forme de relief, ca şi în Algeria sau alte regiuni perideşertice (Fig. 246). Impresionante forme de relief date de eroziunea eoliană verticală sunt în Brice Canyon din Utah (Foto 10) şi Monument Valley de la frontiera dintre statele Utah şi Arizona din SUA (Foto 11).

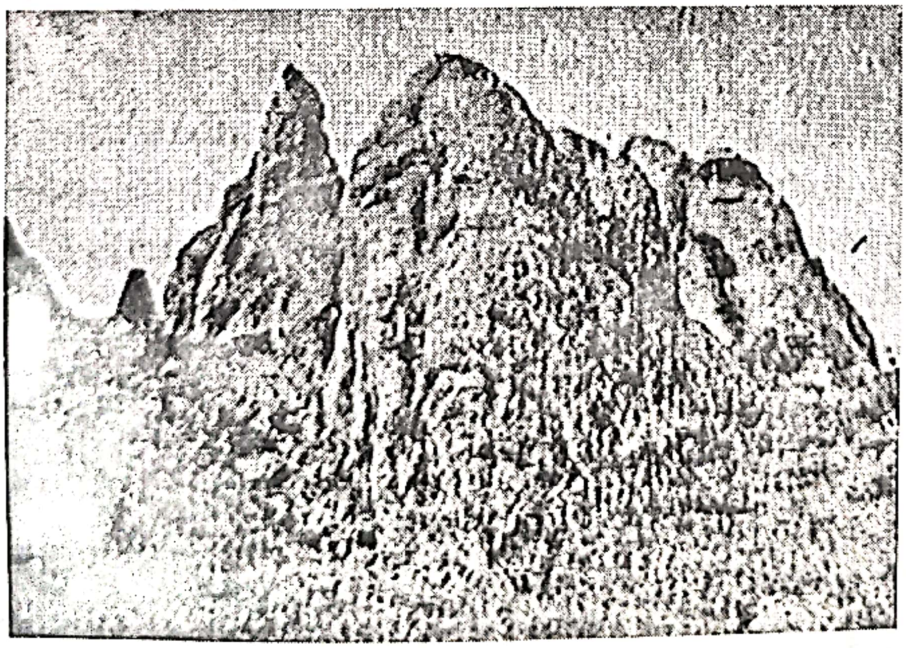


Fig. 245 Forme de alterare în „turnuri" în Munţii Ciucaş ale conglomeratelor albiene de tip Bucegi (după V. Lăzărescu, 1980).

Rocile masive eruptive şi metamorfice reprezentate prin granite, gneise şi altele, fiind traversate de diaclaze tectonice egal amplasate, datorită rezistenţei lor omogene duc prin eroziune eoliană la formarea de cuburi cu

muchii şi colţuri rotunjite, ce pot ulterior trece în sfere (franc. *boules de granite*).

Ulterior, acestea se exfoliază la suprafaţă datorită agenţilor de alterare ce acţionează şi creează o crustă de alterare la exterior ce se descuamează în timp (de exemplu zona Theix (Puy-de-Dôme) din Franţa, Fig. 216). Când alterarea este puternică şi asemenea bule (sfere) rămân stocate unele peste altele, dau impresia unui conglomerat grosolan, denumit **pseudo-conglomerat.**

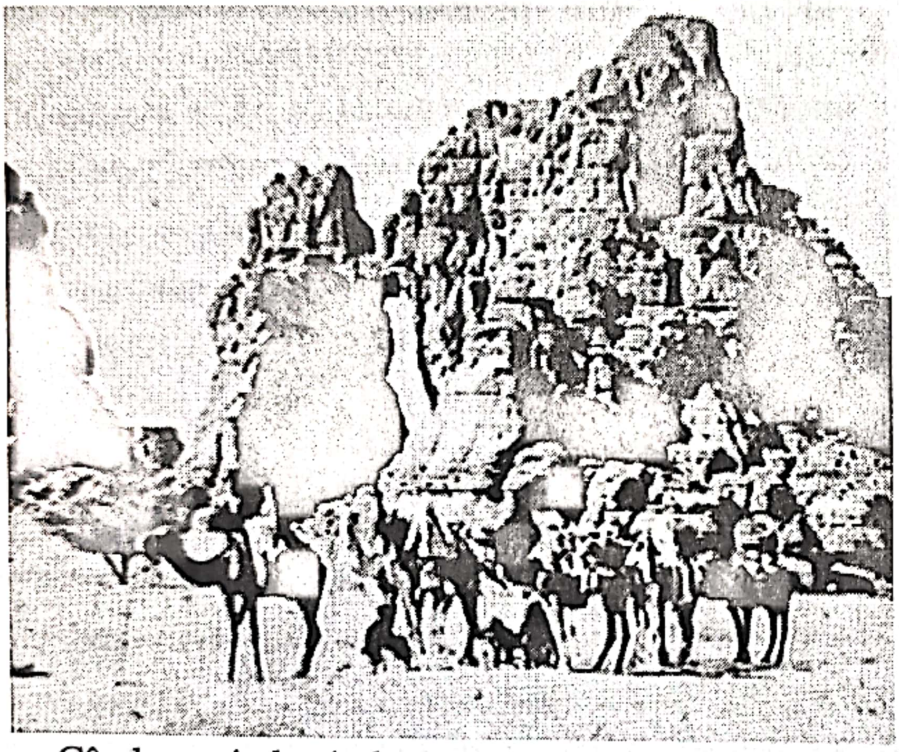


Fig. 246 Eroziunea deşertică în gresie (Tadrart, Sahara orientală). Toate diferenţele de duritate apar în relief. Eroziunea aminteşte într-un mod mai straniu fenomenele carstice (după P. Bellair şi Ch. Pomerol, 1977).

Când granitele tind spre grano-gneise, cu uşoare orientări preferenţiale ale texturii, datorită dispunerii fisurilor tectonice în reţea iau naştere forme de relief denumite „în saltele" sau Matrazzenverwitterung, întâlnite în special în regiunea localităţii turistice Karlovy Vary din Cehia (Fig. 247).

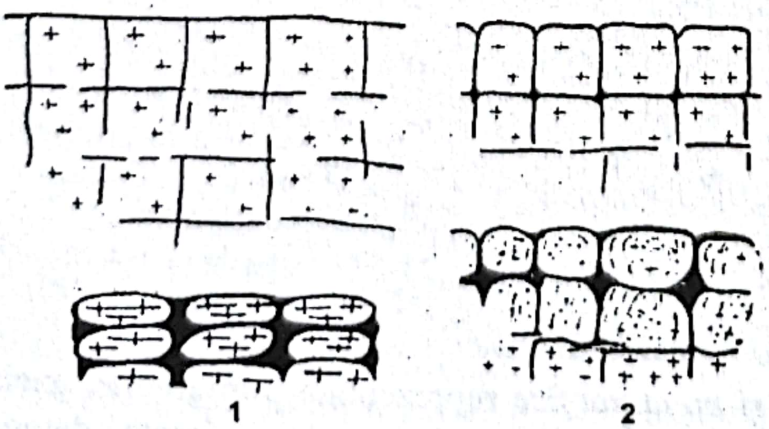


Fig. 247 Alterarea în saltele (1) a gneiselor, alături de cea sferoidală (2) a granitelor ce dau pseudo-conglomerate (după V. Lăzărescu, 1980).

Scanned with OKEN Scanner

Capitolul 14

Faciesuri geologice

Fiecare rocă se prezintă sub un aspect particular iar la un examen mai atent cu ochiul liber, cu o lupă sau un microscop se pot adesea stabili condițiile de mediu în care s-a depus această rocă. Acest diagnostic adesea poate fi facilitat de prezența fosilelor. Aşadar, se poate considera că ansamblul de caractere litologice şi paleontologice care definesc un depozit de roci poartă numele de **facies**. Faciesul este limitat la o zonă, regiune sau la o arie de răspândire. Noțiunea de facies a căpătat ulterior două aspecte distincte:

• **Litofacies**, ce se referă la suma caracterelor petrografice ale unei formațiuni sedimentare, într-o anumită zonă. De exemplu, depozitele sedimentare de vârstă Albian - Prevraconian din Munții Bucegi se prezintă sub un facies conglomeratic, tiloid, polimictic, cu matrice calcaroasă. Pentru rocile eruptive şi metamorfice se poate utiliza termenul **facies petrografic**. De exemplu, la Iacobdeal în Dobrogea de Nord, apar granitele alcaline cu riebeckit şi aegirin ce caracterizează numai zona restrânsă la care ne-am referit.

• **Biofacies**, ce se referă la conținutul paleontologic caracteristic unor roci sedimentare. De exemplu, faciesul diatomitic al disodilelor superioare din regiunea Pătârlagele de pe Valea Buzăului. Pentru că adesea caracterele litofaciale şi cele biofaciale devin complementare în caracterizarea mai precisă a unui facies, atunci s-a constatat că noțiunea de **facies geologic** este fi mai completă. De exemplu, marnele cu *Paradacna* (cardiacee) pot fi caracterizarea mai completă a depozitelor ponțiene din regiunea Prahovei, deşi în ele se întâlnesc şi alte fosile, precum şi intercalații puternic nisipoase sau argiloase.

O înțelegere mai completă a faciesului se referă la suma caracterelor esențiale ale mediului în care a fost depusă o formațiune sedimentară. De exemplu, prezența limneelor sau a speciilor de *Planorbis* caracterizează un facies lacustru sau laguno-lacustru, pentru că aceste gasteropode pot suporta o salinitate scăzută. Dacă în rocile sedimentare analizate se găsesc specii de *Cerithium*, atunci ele caracterizează un facies neritic, deoarece asemenea gasteropode au trăit în apropierea coastelor marine, nu departe de țărm. Pentru o precizare mai sigură, rocile constituite din celenterate fosile analoage coralilor actuali alcătuiesc un facies coraligen sau recifal.

Scanned with OKEN Scanner

La fel, pentru definirea caracterelor de origine a unei roci eruptive se poate vorbi de corpuri de roci plutonice. Din aceste exemple se poate constata că s-a trecut la o formă mai abstractă de precizare a faciesului, nu prin caracterele concrete ale rocilor, ci prin indicaţiile paleogeografice pe care acestea le oferă. Extinderea termenului de facies se referă şi la ansamblul de caractere litologice şi paleontologice care provin din studiul unei lame microscopice preparată dintr-o rocă sedimentară.

Fig. 248 Exemplu de microfacies: calcarul cu miliolide din Bazinul Parisului (Luteţian superior). Se disting miliolidele (secţiunile ovale, loje puţin numeroase), Orbitolinele (secţiunile alungite), şi chiar, aproape de marginea superioară la 2 cm de marginea dreaptă, o secţiune prin *Nummulites variolarius*, dovadă de existenţă în Luteţian a acestui *Nummulites* considerat odinioară ca Bartonian, întâlnit în gresii cu peloţi (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Aceasta se referă în esenţă la conţinutul microfaunistic al probei analizate. Aşa a apărut termenul de **microfacies**. Exemplu, calcarele cu miliolide din Bazinul Parisian (Luteţian superior) în care se disting miliolide, orbitoline, *Nummulites variolarius*, care atestă Luteţianul superior (Fig. 248). În acelaşi sens se poate da ca exemplu nisipurile gresoase din Cuisianul de la Bruxelles Forest (Belgia) în care apar numeroase testuri clare de *Nummulites planulatus* ce atestă vârsta cuisiană a acestor formaţiuni geologice (Fig. 249).

Scanned with OKEN Scanner

Fig. 249 Fotografie printr-o secţiune subţire din nisipurile grezoase Cuisiene de la Bruxelles-Forest (Belgia). Se distinge clar *Nummulites planulatus* microsferic (forma B) de diametru mare (aprox. 10 mm) şi *N. planulatus* megasferic (forma A) de dimensiuni mai mici (2-3 mm) şi mai globulos. De notat orientarea testurilor (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995).

Conţinutul palinologic (reprezentat prin spori, polen, organisme marine vegetale unicelulare, alge microscopice etc.) al unei probe provenită dintr-o rocă din care s-au preparat câteva lame microscopice atestă un **palinofacies**. Acesta poate exprima, în funcţie de proveniența elementelor componente şi a mediului de sedimentare, un domeniu continental, lacustru, lagunar sau marin. Legat de prezența unui biofacies, se poate vorbi şi de un **facies organic** ce cuprinde tipurile de organisme ce au intrat în alcătuirea materiei organice inițiale a rocilor mame de petrol. După tipurile de hidrocarburi, se poate aprecia domeniul de proveniență a materiei organice inițiale. Începând cu anul 1960, în domeniul studiilor faciale s-a separat un **magnafacies**, cu referire la faciesul geologic principal al unei formaţiuni (ex. faciesul calcaros, faciesul recifal etc.), şi **parvafaciesuri**, ce se referă la faciesuri cu răspândire locală în cadrul unui magnafacies (ex. faciesul calcaros cu *Lithothamnium*, faciesul calcarelor cu *Dasycladaceae* etc.).

Petrografii au sesizat că intensitatea metamorfismului nu depinde numai de presiune, temperatură şi prezența sau absența agenţilor mineralizatori, ci

Scanned with OKEN Scanner

şi de susceptibilitatea rocilor la transformări. Astfel a luat naştere noţiunea de **facies metamorfic** care defineşte intensitatea metamorfismului ce se caracterizează şi prin anumite minerale specifice. De exemplu: faciesul şisturilor verzi, faciesul amfibolitic etc. Dacă ne referim la adâncimea de producere a metamorfismului, se citează faciesurile epizonale, mezozonale şi catazonale ale formaţiunilor metasedimentare sau metaeruptive, după cum ele reprezintă faciesuri de suprafaţă, de adâncime medie sau de adâncime mare. În geologie se foloseşte frecvent şi noţiunea de **facies tectonic**, care exprimă particularităţile tectonice ale unor formaţiuni geologice. Se cunoaşte că formaţiunea de fliş este considerată ca un exemplu tipic de facies de geosinclinal ce presupune depozite tipic marine, groase, cu stratificaţie ritmică, puternic cutate, sărace în macrofaună, ce au luat naştere imediat înaintea proceselor principale de cutare dintr-un orogen. Opus faciesului de geosinclinal este faciesul de platformă ce caracterizează depozite marine, de şelf, lagunare sau continentale, puternic fosilifere, necutate, ce indică o alternanţă de transgresiuni şi regresiuni. Ele pot fi subţiri, cu numeroase discordanţe, reprezentând un subfacies de masiv sau antecliză, sau pot fi groase în continuitate de sedimentare (fără discordanţe), cu elemente fine, alcătuind un subfacies de bazin sau sinecliză.

Privind particularităţile geochimice ale unor formaţiuni geologice, a apărut de exemplu noţiunea de **facies euxinic** (Pontus Euxinus, numele vechi al Mării Negre) ce se referă la formaţiuni ce s-au depus în condiţii de mediu puternic reducătoare, neaerisite, asemănătoare celor în care se găseşte sapropelul de pe fundul adânc al Mării Negre. În asemenea facies sunt incluse şisturile disodilice din flişul paleogen al Carpaţilor Orientali.

În geofizică s-a introdus termenul de **reflectare seismică** a faciesului structurilor sedimentare deltaice sau marine, pentru a indica modul în care apar asemenea structuri pe înregistrările seismometrice.

Faciesurile definite în diverse moduri se pot menţine pe arii şi distanţe mari, în depozite sincrone geologic, cu acelaşi litofacies şi cu aceleaşi fosile caracteristice şi de facies în **formaţiuni isopice**. De exemplu, calcarele luteţiene cu numuliţi mari se întâlnesc la Biarritz, în Bazinul Parisului şi în Bazinul Transilvaniei (calcarul grosier inferior cu *Nummulites perforatus*), ca şi în Crimeea.

Când formaţiunile isopice se extind pe areale foarte mari, cum ar fi calcarele tithonice de tip Stramberg din Europa Centrală şi calcarele de Vignales din zona Pinar del Rio (Cuba), acestea sugerează existenţa unei uniformităţi climatice şi a unor condiţii de sedimentare similare, extinse pe areale foarte mari la un moment geologic dat.

Scanned with OKEN Scanner

În unele situaţii, formaţiunile geologice de un anumit facies se repetă după un anumit timp în aceeaşi regiune, reprezentând **recurenţe de facies**. Alteori migrează diacron (într-o evoluţie de timp) într-o anumită direcţie, alcătuind **faciesuri heteropice**, sau trec lateral în alte faciesuri, reprezentate prin formaţiuni heteropice, care, fiind sincrone între ele, cuprind aceeaşi faună caracteristică dar cu fosile de facies diferite. De regulă, această trecere se face treptat alcătuind o **îndinţare (angrenaj) de facies**. De exemplu, în partea de NV a Transilvaniei, între Ileanda, Gâlgău şi Tg. Lăpuş, pe numai o distanţă de 15 km, depozitele Miocen inferioare (Acvitanian şi Burdigalian) trec de la gresia masivă de Buzaş în sud, prin zone cu alternanţe de gresii şi argile marnoase (faciesul de Baba) la depozite argiloase fine, cu concreţiuni sferosideritice (faciesul de Vima) (Fig. 250).

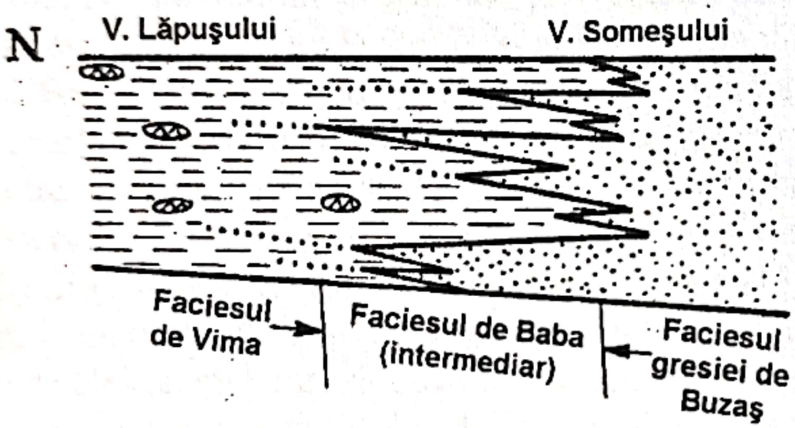


Fig. 250 Îndinţarea de facies dintre depozitele gresoase şi cele argilo-marnoase ale Miocenului inferior (Girondian) dintre V. Someşului şi V. Lăpuşului (nord-vestul Transilvaniei) (după V. Lăzărescu, 1980).

Un alt exemplu în România de heterogenie regională este trecerea depozitelor senoniene de la un facies cretos din Dobrogea de Sud, la marne roşii de tip Gura Beiliei, sau marne cenuşii cu fucoide în Carpaţii Orientali. Îndinţarea de facies este dovedită de forajele din Câmpia Română ce au traversat depozitele sincrone cu litologie intermediară.

Sunt însă şi cazuri de trecere laterală rapidă de litofacies. De exemplu, trecerea de la calcarele recifale (bioherme), prin brecii de la periferia recifului, la depozite nisipoase. Prezenţa recifului este semnalată de intercalaţii de calcare litografice şi de tipul de biostrome, sau de prezenţa unei bolţi cu tasare diferenţială, sau prin creşterea locală a gravitaţiei datorită unei densităţi ridicate (2,7 - 2,9 g/cm^3) a calcarelor masive.

În unele zone de schimbare de facies cu traseu rectiliniu, sunt reflectate flexuri sau chiar fracturi de fundament, după cum trecerea se face gradat (pe o zonă lată) sau rapid (pe o zonă îngustă) iar diferenţele de grosime ale depozitelor pot fi mai mici sau mai mari. Un caz interesant în acest sens este variaţia bruscă de grosime la anumite etaje ale depozitelor sarmaţiene şi pliocene slab dislocate din Depresiunea Getică, puse în evidenţă de foraje în

Scanned with OKEN Scanner

dreptul unor falii sin-sedimentare. Zonele cu schimbare litofacială, dar cu traseu arcuit, pot reflecta margini de conuri de dejecţie sau conuri submarine, delte, ce pot fi asociate şi cu deformări ale fundamentului.

În concluzie, se poate spune că aria de răspândire a unui facies reprezintă regiunea în care condiţiile de depunere au fost aceleaşi într-un interval de timp geologic ce a permis individualizarea pe verticală a unei formaţiuni. Caracterul zonei de trecere poate da însă informaţii asupra cauzelor schimbării de facies, legate de extinderea regiunilor sursă a sedimentelor, a naturii materialului de alimentare şi a condiţiilor de sedimentare.

Scanned with OKEN Scanner

Scanned with OKEN Scanner

Capitolul 15

Elemente de geocronologie. Vârste relative şi absolute în geologie. Evoluţia generală a litosferei în timp geologic

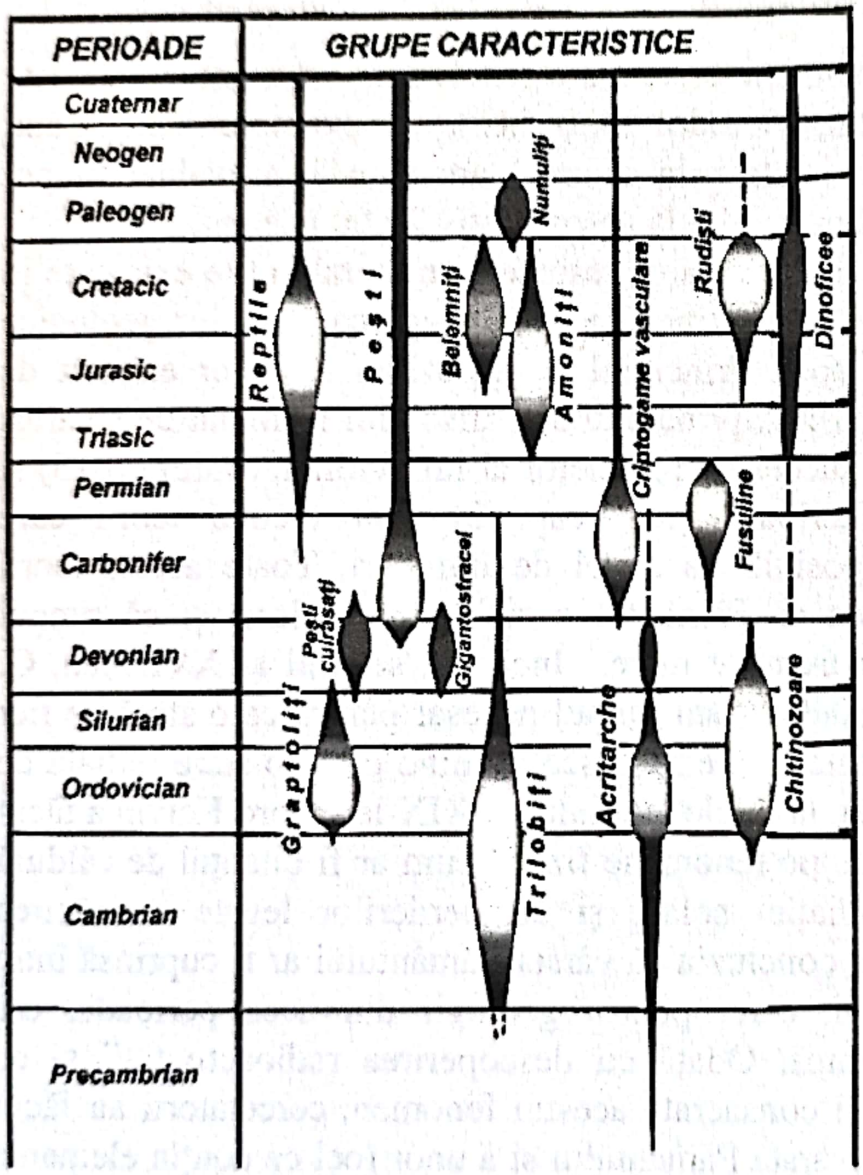
O problemă pe care oamenii au vrut s-o rezolve încă din antichitate este cea a vârstei Pământului. Herodot (450 î.C.), de exemplu, comparând volumul aluviunilor acumulate prin sedimentare anuală, a evaluat timpul necesar de formare a Deltei Nilului la aproximativ 20.000 de ani.

Pentru identificarea şi exploatarea resurselor minerale utile existente în scoarţa terestră, oamenii au avut nevoie de înţelegerea relaţiilor geologice între diferite unităţi de roci. Principiul superpoziţiei stratelor enunţat de Nicolaus Steno încă din 1669, principiul actualismului formulat de Charles Lyell (1833), principiul succesiunii faunelor al lui William Smith (1815) şi cu completările lor ulterioare (vezi cap. 2) sunt tocmai teorii care formulează răspunsuri posibile la astfel de întrebări. Toate aceste teorii încep să contureze ideea că Pământul a suferit o evoluţie şi că timpul geologic are o durată extrem de mare. Încă din secolul al XVIII-lea, G. Buffon a estimat la 140.000 de ani timpul necesar pentru ca o sferă de fier de dimensiunile Pământului să se răcească pornind de la o stare iniţială de incandescenţă. Mai târziu, la finele secolului al XIX-lea, Lord Kelvin a făcut o serie de estimări bazate pe fenomene fizice, cum ar fi bilanţul de căldură rezultat din aportul radiaţiei solare şi al pierderilor legate de răcirea Pământului, şi a ajuns la concluzia că vârsta Pământului ar fi cuprinsă între 50-100 milioane de ani, care, pentru geologii din acea perioadă, era considerată a fi prea mică. Odată cu descoperirea radioactivităţii şi cu apariţia diverselor lucrări consacrate acestui fenomen, cercetătorii au făcut diverse estimări privind vârsta Pământului şi a unor roci ce conţin elemente radioactive. Rezultatele măsurătorilor actuale asupra celor mai vechi roci din scoarţa terestră indică vârste cuprinse între 3.500 şi 3.700 milioane de ani şi chiar 4.100-4.200 milioane de ani (unele cristale de zircon din Australia). În ceea ce priveşte vârsta Pământului, dacă i se atribuie aceeaşi vârstă cu a meteoriţilor, atunci se obţin valori de (4.505 ±8) – (4.565 ± 4) milioane de ani (după Văsaru şi Cosma, 1998).

Din cele prezentate se observă că în geologie se poate estima vârsta unei roci fie în relaţie cu alte roci (precizând dacă este mai veche sau mai nouă), fie raportată la un timp măsurat în ani. În primul caz se vorbeşte despre o aşa-zisă **vârstă relativă**, iar în al doilea caz despre **vârstă absolută**.

15.1. Vârsta relativă (cronologie relativă)

15.1.1. Metode paleontologice



Fosilele sunt nişte „cronometre ale vieţii". Utilizarea lor pentru stabilirea unei scări de timp geologic este un fundament al stratigrafiei. Acest fundament se bazează pe faptul că evoluţia faunei şi a florei este progresivă şi ireversibilă. Identificând un anumit moment al evoluţiei acestora dintr-un anumit strat se poate stabili vârsta lui relativă.

Fig. 251 Extensia principalelor grupe de fosile index (animale şi vegetale) (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995; modificată).

Din totalitatea fosilelor identificate, pentru datare, stratigraful ia în calcul doar pe cele care au o mare răspândire pe orizontală şi o slabă extensiune pe verticală. Este important ca ele să aibă o mare repartiţie geografică şi posibil şi o evoluţie rapidă. Acestea sunt **fosilele caracteristice** sau **fosile index** (Fig. 251). Ele sunt în general animale pelagice (animale ce trăiesc şi se deplasează în partea superioară a apelor

Scanned with OKEN Scanner

marine) ce pot suporta condiţii de viaţă variate. Este cazul speciilor ce prezintă evoluţii morfologice succesive şi nete (de exemplu trilobiţii şi graptoliţii din Silurian, criptogamele vasculare din Carbonifer, fusulinidele din Permian, amoniţii din Mezozoic, numuliţii din Terţiar). Pe lângă acestea, în toate scările stratigrafice sunt citate organismele sau organitele planctonice: conodonte, polen, foraminifere, radiolari, nanoplancton, acritarche, chitinozoare şi dinoficee.

În opoziţie cu fosilele stratigrafice sunt **fosilele indiferente** (sau **pancronice**), care prezintă o morfologie constantă în tot timpul evoluţiei lor. Este cazul anumitor genuri care existau deja în era Paleozoică sau la începutul Mezozoicului şi trăiesc şi astăzi: *Lingula* (brachiopod), *Limula* (artropod), *Nautilus* (moluscă), având o longevitate de mai multe sute de milioane de ani.

În componenţa stratelor, conţinutul în fosile este asociat litologiei acestora. Unele fosilele pot fi un bun indicator al mediului de sedimentare, iar relaţia lor cu matricea rocii poate sugera condiţiile de fosilizare.

Un anumit strat, sau succesiune de strate, poate fi caracterizat prin conţinutul său biologic. Acest conţinut biologic fosil poate fi exprimat din punct de vedere biostratigrafic prin ceea ce se numeşte biozonă. *Biozona* este în biostratigrafie unitatea fundamentală pe care se bazează geocronologia relativă a depozitelor sedimentare. Limitele sale, în sensul dat de Oppel, fondatorul conceptului modern de biozonă, sunt date de prima şi respectiv ultima apariţie a speciilor caracteristice. Biozona are o extensie limitată geografic, corespunzătoare arealului limitat de viaţă al oricărei specii. În practica biostratigrafică sunt utilizate mai multe tipuri de biozone (Fig. 252):

- ***Biozona de asociere*** (*cenozonă* sau *assemblage biozone*) este definită prin pachetul de strate caracterizat printr-un anumit ansamblu de fosile, considerat în totalitate sau selectiv (de exemplu, doar cele aparţinând faunei sau doar cele de floră).

- ***Biozona de extensie*** (*acrozonă* sau *range biozone*) este reprezentată prin intervalul stratigrafic de existenţă a unei singure specii sau a mai multora. Aceasta are: 1. Biozona de extensie a unui taxon (= *taxone range zone*); 2. Biozona de extensie concomitentă (= *concurrent range zone*); 3. Biozona Oppel; 4. Biozona de filiaţie (biozonele 3 şi 4 sunt rare).

- ***Biozona de abundenţă*** (*biozonă de apogeu, acme zone* sau *peak zone*) corespunde dezvoltării maxime a unui anumit taxon caracteristic.

- ***Biozona de interval*** este reprezentată prin intervalul dintre două nivele biostratigrafice, caracterizate prin apariţia sau dispariţia unor specii. O biozonă de interval poate fi lipsită de fosile, putând fi definită însă în funcţie de biozona între care este intercalată.

Scanned with OKEN Scanner

Numele biozonelor este dat după numele fosilelor care le definesc (de exemplu Biozona de extensie cu *Globigerina brevis* sau Biozona de interval *Globigerinoides sicanus – Orbulina suturalis*; pentru ca denumirea să nu fie prea lungă se poate spune simplu Zona cu *Globigerina brevis* sau Zona *Globigerinoides sicanus – Orbulina suturalis*).

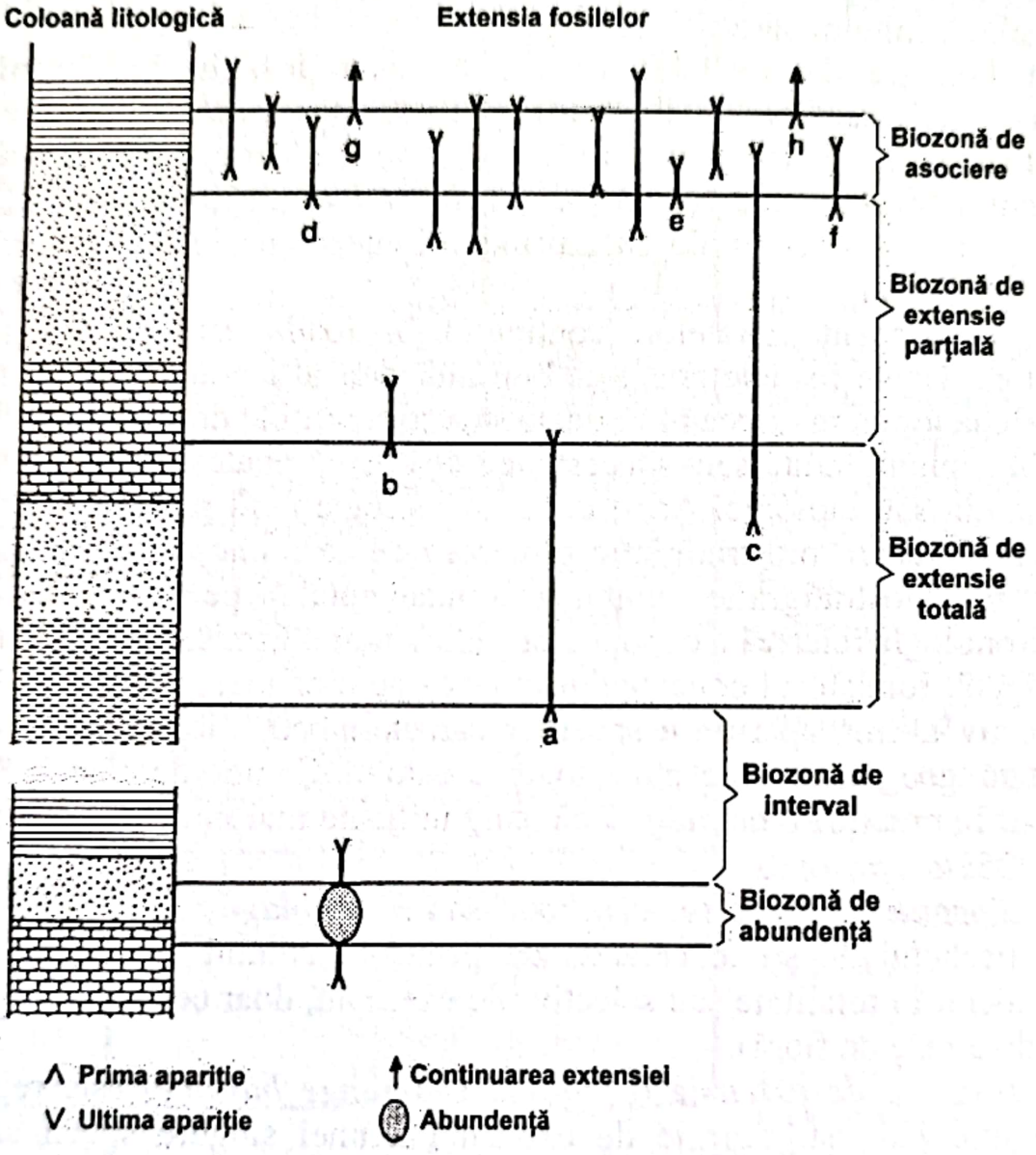


Fig. 252 Tipuri de biozone. Diagrama prezintă următoarele tipuri de biozone: **Biozona de abundenţă** care este definită de abundenţa totală a unei specii individuale. **Biozona de interval** care poate fi lipsită de fosile. **Biozona de extensie totală** este definită prin extensia verticală totală a speciei **a**. Limita inferioară a **biozonei de extensie parţială** este definită de prima apariţie a speciei **b** şi limita superioară de primele apariţii ale speciilor **d** şi **e**. **Biozona de asociere** este definită pe baza extensiei combinate a unui număr de fosile (după Holand et al., 1978 ; fide P. Doyle et al., 2001, modificată).

Scanned with OKEN Scanner

15.1.2. Magnetostratigrafia

Această metodă de datare folosită în stratigrafie se bazează pe proprietăţile pe care le au unele metale şi minerale, cum ar fi Fe, Ni, Co, Fe_3O_4 (magnetit), $FeTiO_3$ (ilmenit) de a înregistra câmpul magnetic terestru care, după cum s-a văzul în cap. 4, prezintă perioade mai lungi sau mai scurte de polaritate normală şi polaritate inversă.

Datorită, în principal, dezvoltării campaniilor de forare a fundului oceanic, precum şi studiului unui număr de deschideri de pe uscat care în trecutul geologic au aparţinut domeniului pelagic, s-a putut realiza o scară magnetostratigrafică începând din Jurasic (Fig. 254).

Cu ajutorul acestei metode, este posibil deci să se atribuie vârste relative diferitelor depozite, prin apartenenţa lor la anumite magnetozone. Avantajul principal al metodei este că se poate stabili o vârstă a unei roci, independent de locul şi condiţiile ecologice şi climatice în care aceasta s-a depus. Există şi un inconvenient care decurge din imposibilitatea de a recunoaşte o magnetozonă dată; trebuie să se dispună de o secvenţă de polaritate.

15.2. Vârsta absolută (radiogenică)

Acest termen, în geologie, este înţeles ca o datare a vârstelor, care poate fi exprimată în termeni calendaristici (de obicei mii sau milioane de ani). Există mai multe metode prin care se poate realiza acest deziderat. Cele mai importante sunt metodele de datare prin fenomene nucleare naturale (Văsaru şi Cosma, 1998).

15.2.1. Metode de datare prin fenomene nucleare naturale

Aceste metode au putut fi folosite numai după descoperirea radioactivităţii naturale, în anul 1903, de către P. Curie şi A. Laborde. Cei doi au arătat, printre altele, că sărurile de radiu şi elementele radioactive în general degajă căldură. Constatarea existenţei unei asemenea surse de căldură în interiorul Pământului îl face pe E. Rutherford să conchidă că răcirea Pământului a fost mult mai lentă decât cea considerată de Lord Kelvin (50 – 100 milioane de ani) şi deci vârsta pe care o evaluase era mult prea mică. Pornind de la acumulările de heliu din mineralele de uraniu, Rutherford a calculat vârste de 500 milioane de ani.

Scanned with OKEN Scanner

Admiţând ipoteza că plumbul este un produs stabil şi final al dezintegrării uraniului, fără a face o verificare experimentală, Boltwood (1907) atribuie probelor de uraniu vârste de acelaşi ordin de mărime.

În anul 1913 A. Holmes stabileşte primele scări moderne de timpuri geologice, atribuind câtorva roci vechi vârste de ordinul a 1.600 milioane de ani.

Până a se ajunge la faza actuală de înţelegere a problematicii datării cu ajutorul izotopilor radioactivi, a trebuit să apară lucrările lui A. O. Nier (1938) asupra izotopilor plumbului. După anul 1946 au fost realizate progrese importante în tehnica măsurătorilor de rapoarte izotopice prin spectrometrie de masă. Au apărut sursele de ioni cu termoionizare care au permis să se lucreze cu probe mai mici de 1 gram de element şi, în paralel, s-a ajuns la o cunoaştere mai detaliată a dezintegrărilor naturale. Toate acestea au permis să se utilizeze pentru măsurătorile de vârstă şi alte cupluri părinţi-descendenţi, decât cele trei familii radioactive naturale având plumbul ca produs final de dezintegrare ($^{238}U \rightarrow {}^{206}Pb$; $^{235}U \rightarrow {}^{207}Pb$; $^{232}Th \rightarrow {}^{208}Pb$).

Aceste cronometre noi, din care principalele sunt constituite din cuplurile $^{40}K \rightarrow {}^{40}Ar$, $^{87}Rb \rightarrow {}^{87}Sr$, au permis extinderea posibilităţilor de investigaţie la o varietate mai mare de roci şi deci la studiul unui număr mai mare de evenimente, de la formarea Pământului şi până la un trecut, uneori, foarte recent.

Utilizarea mai multor metode pentru studiul aceloraşi probe a fost foarte utilă deoarece contradicţiile aparente între rezultate au obligat la perfecţionarea procedeelor experimentale şi la sofisticarea interpretării măsurătorilor şi, mai ales, ele au condus la definirea condiţiilor de utilizare a fiecărei tehnici. În felul acesta s-a putut aprofunda conceptul de vârstă propriu-zisă şi s-a putut preciza ce reprezintă, fizic sau geologic, în fiecare caz, timpul „t" obţinut prin rezolvarea ecuaţiilor de dezintegrare.

Rezultatele măsurătorilor actuale asupra celor mai vechi roci din scoarţa terestră indică vârste cuprinse între 3.500 – 3.700 milioane de ani, cu excepţia câtorva cristale de zircon australian, care se situează între 4.100 – 4.200 milioane de ani. Dacă se atribuie Pământului vârsta meteoriţilor, atunci se obţin valori între $(4{,}505 \pm 0{,}008) \times 10^9$ - $(4{,}565 \pm 0{,}004) \times 10^9$ ani (Văsaru şi Cosma, 1998).

Metodele de datare prin fenomene nucleare naturale se bazează pe faptul că dezintegrarea este un fenomen spontan, ce depinde numai de anumite condiţii interne şi nu este influenţată de variaţia condiţiilor externe. Pentru un nucleu dat, aflat într-o stare energetică determinată, se presupune că

Scanned with OKEN Scanner

probabilitatea de dezintegrare în unitatea de timp este constantă, ceea ce matematic se poate scrie:

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N$$

unde N este numărul nucleelor radioactive din sistem la momentul t, $\frac{dN}{dt}$ reprezintă viteza de dezintegrare, iar λ este o constantă caracteristică fiecărui izotop, numită constanta vitezei de dezintegrare şi se măsoară în s^{-1}. Prin integrarea acestei ecuaţii se obţine:

$$N = N_0 e^{-\lambda t}$$

unde N_0 este numărul nucleelor radioactive prezente la momentul iniţial (t = 0). Cunoscând N_0, λ şi N se poate evalua **vârsta sistemului**:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{N_0}{N}.$$

Din această relaţie se poate deduce care este **timpul de înjumătăţire sau perioada (T)**, adică timpul în care numărul iniţial de nuclee radioactive se reduce la jumătate. Punând deci condiţia $N = \frac{N_0}{2}$ se obţine:

$$T = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{N_0}{\frac{N_0}{2}} = \frac{\ln 2}{\lambda} = \frac{0{,}693}{\lambda}.$$

Perioadele principalelor procese de dezintegrare naturală radioactivă sunt redate în tabelul 3.

Tabelul 3. Principalele procese de dezintegrare utilizate în radiocronologie (după Pomerol şi Renard, 1995).

Procese de dezintegrare	Perioada (în ani)
$^{87}Rb \rightarrow {}^{87}Sr$	$4{,}7 - 5 \times 10^{10}$
$^{232}Th \rightarrow {}^{208}Pb$	$13{,}9 \times 10^{9}$
$^{40}K \rightarrow {}^{40}Ar$	$11{,}9 \times 10^{9}$
$^{238}U \rightarrow {}^{206}Pb$	$4{,}6 \times 10^{9}$
$^{235}U \rightarrow {}^{207}Pb$	7×10^{8}
$^{234}U \rightarrow {}^{230}Th$	250 000
$^{230}Th \rightarrow {}^{226}Ra$	75 200
$^{14}C \rightarrow {}^{14}N$	5 568
$^{3}T \rightarrow {}^{2}H$	12,26

Scanned with OKEN Scanner

În prezent se cunosc peste 20 de metode de datare ce utilizează elemente radioactive naturale. În continuare le vom menţiona (după Văsaru şi Cosma, 1998), pe scurt, pe cele mai importante şi domeniul lor de utilizare:

– **Metoda Samariu–Neodym** este utilizată, mai ales, pentru rocile foarte vechi, adesea mai vechi de un miliard de ani şi, uneori, pentru roci cu vârste de până la 100 milioane de ani. Această metodă este folosită pentru datări în zonele cu o istorie complicată din punct de vedere geologic.

– **Metoda Rubidiu- Stronţiu** are o utilizare foarte largă şi reprezintă una din cele două căi utilizate în geocronologie, alături de metoda U – Pb, pentru vârste situate între câteva miliarde de ani şi câteva zeci de milioane de ani. Fiind o metodă relativ sensibilă la diferite fenomene geologice, această metodă este totuşi puţin folosită pentru rocile foarte vechi.

– **Metodele Reniu–Osmiu şi Luteţiu–Hafniu** sunt mai puţin folosite deoarece aceste elemente au concentraţii foarte mici în roci.

– **Metoda Potasiu–Argon** este mai uşor de întrebuinţat decât metodele Rb – Sr şi U – Pb, dar din cauza difuziei ^{40}Ar la traversarea reţelei cristaline, de îndată ce se depăşeşte temperatura de închidere a sistemului, face să poată fi utilizată la datarea fenomenelor termice târzii.

– **Metoda Uraniu–Thoriu–Plumb** utilizează trei cupluri de cronometre rezultate din ^{238}U, ^{235}U şi ^{232}Th, ale căror elemente stabile, la finele lanţului de dezintegrare, sunt ^{206}Pb, ^{207}Pb şi, respectiv, ^{208}Pb. Uraniul şi thoriul sunt principalele concentrate în mineralele accesorii ale rocilor (zircon, monazit, sfen etc.) şi în mineralele principale. Aplicaţia cea mai importantă constă în utilizarea simultană a cronometrelor ^{235}U – ^{207}Pb şi ^{238}U – ^{206}Pb, care permite studiul rocilor şi mineralelor al căror sistem a fost deschis. Timpii de înjumătăţire sunt mari, ceea ce permite datarea de la evenimente foarte vechi, până la evenimente relativ recente (30 Ma).

– **Metoda Carbon 14.** ^{14}C, format de radiaţia cosmică, este utilizat mai ales pentru datarea carbonaţilor sau a substanţelor de natură vegetală, cu vârste situate între 1.000 şi 40.000 de ani. Prin preîmbogăţirea CO_2 prin termodifuzie s-a reuşit extinderea determinărilor de vârstă până la 75.000 de ani.

– **Metode de datare utilizând dezechilibrele din familiile Uraniului.** Au fost utilizate, în geologie, la studiul formaţiunilor carbonatate marine şi continentale, pentru perioade de timp cuprinse între 0 şi 350.000 ani.

– **Metoda urmelor de fisiune** măsoară defecţiunile provocate în câteva minerale (sfen, zircon, apatit etc.) prin fisiunea spontană a ^{238}U. În principiu metoda nu este limitată de vârste, ci, într-o formă foarte strictă, de temperaturile la care urmele nu sunt afectate de recoacere. Prin această

Scanned with OKEN Scanner

metodă se măsoară deci vârste la care mineralul s-a răcit sub o temperatură numită de închidere (340 °C pentru sfen, 250 °C pentru zircon, 100 °C pentru apatit etc.).

15.2.2. Alte metode de datare

Metodele nucleare nu sunt singurele ce permit o măsurare directă a vârstelor sau o determinare a lor prin măsurarea unei mărimi ale cărei variații temporale sunt cunoscute. Vom prezenta în continuare câteva din aceste metode:

A. Dendrocronologia

Estimarea unor vârste de până la câteva mii de ani se poate realiza prin studiul inelelor de creştere ale arborilor (dendron = arbore). Pentru acest interval scurt de timp pentru care poate fi aplicată, metoda are avantajul că permite etalonarea cu izotopul ^{14}C.

B. Metoda „varvelor"

Varvele sunt strate foarte subțiri (lamine), succesive, de sedimente care se formează de obicei în domeniul lacustru şi care, din cauza variației sezoniere a debitului cursurilor de apă rezultată din topirea ghețarilor, prezintă alternanțe de material mai fin (argilă) sau ceva mai grosier (nisip) având culori mai deschise (iarna) sau mai închise (vara), în funcție de anotimpul în care s-au depus. Această metodă se înrudeşte oarecum cu dendrocronologia, dar este mai puțin sigură deoarece varvele sunt fragile, se distrug uşor şi nu sunt permanente. Din această cauză, corelările cu datele obținute cu ^{14}C sunt locale, iar datele obținute sunt destul de relative. Vârstele măsurate se situează sub 20.000 de ani.

C. Metode bazate pe viteza fenomenelor chimice

Există unele metode bazate pe evoluția compoziției chimice din oasele şi dinții care intră în procesul de fosilizare. Metodele respective permit, în principiu, să se exploreze toate epocile în care se găsesc fosile de vertebrate, cu condiția cunoaşterii concentrațiilor inițiale ale elementelor, vitezei de evoluție a fenomenelor şi cu condiția ca această viteză să fie constantă.

Dintre aceste metode, menționăm:

– **Metoda Fluorului.** Se bazează pe absorbția, post-mortem, a fluorului în oase. Concentrația în fluor este cu atât mai mare cu cât acesta este mai vechi.

– **Metoda Uraniului.** Este bazată pe un fenomen analog celui prezentat anterior. Se pot observa concentrații de câteva sute de ppm (părți per milion) în dinți de animale vertebrate cu vârste de peste un milion de ani, în timp ce

Scanned with OKEN Scanner

în dinți de animale vertebrate cu vârste de peste un milion de ani, în timp ce un dinte actual este caracterizat doar prin câteva unități ppm. Se pare însă că fixarea uraniului se poate face foarte rapid și după moartea animalului și de aceea trebuie de avut în vedere acest lucru.

– **Metoda Azotului.** Conținutul în azot în oasele din organismul viu este de câteva procente și începe să scadă odată cu intrarea în procesul de fosilizare. Cu cât vârsta osului fosil este mai mare, cu atât conținutul în azot al acestuia scade spre zero.

15.3. Evoluția generală a litosferei în timp geologic

Dintre toate geosferele, cea mai bine cunoscută este crusta terestră, care reprezintă partea de la suprafață a litosferei. Ramura Geologiei care se ocupă cu studiul dezvoltării părții superficiale a scoarței terestre, cu aranjarea în spațiu și timp a volumelor de roci din care este alcătuită, poartă numele de **Stratigrafie**. Ca niște adevărați istorici ai Terrei, geologii stratigrafi corelează din aproape în aproape diferitele secțiuni geologice pe care le studiază pentru a realiza o imagine de ansamblu asupra evoluției geologice a unei regiuni și, dacă este posibil, una la scară continentală sau chiar planetară. În același timp, ei încearcă să reconstituie și vechile peisaje, care sunt obiectul de studiu al Paleogeografiei, disciplină strâns legată de Stratigrafie.

15.3.1. Principalele unități stratigrafice

Un prim stadiu al descifrării stratigrafiei dintr-o anumită zonă este descrierea conținutului litologic al stratelor (litostratigrafie). Urmează identificarea fosilelor (biostratigrafie) și obținerea altor informații (tectonice, magnetostratigrafice, seismostratigrafice, conținutul în izotopi radioactivi etc.) pe baza cărora se pot stabili intervalele de timp cu valoare universală în care respectivele pachetele de roci s-au format (cronostratigrafie).

Ghidul Stratigrafic Internațional (sau „Codul Hedberg", elaborat de un colectiv la inițiativa lui H. D. Hedberg cu scopul de a realiza o mai bună înțelegere între geologi, în ceea ce privește principiile stratigrafice, terminologia și procedurile de clasificare) recomandă, în principal, utilizarea următoarelor *unități litologice formale*:

Scanned with OKEN Scanner

Grupul – format din una sau mai multe formaţiuni;
Formaţiunea – unitatea litostratigrafică fundamentală;
Membrul - entitate litologică în interiorul unei formaţiuni;
Stratul – cea mai mică unitate formală din ierarhia unităţilor litostratigrafice sedimentare;
Curgerea – cea mai mică unitate formală din ierarhia unităţilor litostratigrafice utilizată numai în domeniul rocilor vulcanice.

În biostratigrafie, am văzut mai sus că unităţile fundamentale utilizate poartă numele de biozone şi ele caracterizează din punct de vedere al conţinutului fosil unităţile litostratigrafice. După cum se observă şi din figura 252, în general extinderea unei biozone nu este condiţionată de extinderea pe verticală a unităţilor litostratigrafice. O biozonă se poate extinde pe un interval stratigrafic care cuprinde o succesiune de unităţi litostratigrafice.

Unităţile cronostratigrafice se referă la pachete de roci care s-au format în diferite intervale de timp. Aceste unităţi sunt şi ele ierarhizate, după mărimea volumelor de roci pe care le reprezintă, astfel (în ordinea descrescătoare a mărimii volumelor de roci pe care le reprezintă): *eonothemă, erathemă, sistem, serie, etaj* şi *chronozonă.* Timpul în care s-au format volumele de roci respective poartă numele de unităţi geocronologice. Principalele unităţi geocronologice utilizate în geologie sunt (tot în ordine descrescătoare): *eon, eră, perioadă, epocă, vârstă* şi *chron.* Corespondenţa dintre cele două tipuri de unităţi este următoarea (cu litere italice sunt scrişi termenii cei mai întrebuinţaţi):

Unităţi cronostratigrafice	Unităţi geocronologice
Eonothemă	Eon
Erathema	*Eră*
Sistem	*Perioadă*
Serie	*Epocă*
Etaj	Vârstă
Chronozonă	Chron

Pentru a fi mai sugestivi putem face o comparaţie privind măsurarea timpului cu ajutorul unei clepsidre. Unităţile cronostratigrafice corespund cu nisipul care se scurge în clepsidră, iar unităţile geocronologice corespund timpului în care nisipul s-a scurs.

Scanned with OKEN Scanner

Relaţia dintre unităţile cronostratigrafice şi cele litostratigrafice nu este una lineară, în sensul că unităţile litologice nu s-au format uniform în timp, ci au existat şi momente în care acestea practic nu s-au depus (Fig. 253). Revenind la comparaţia cu clepsidra este ca şi cum nisipul nu ar curge uniform sau uneori nu ar curge deloc.

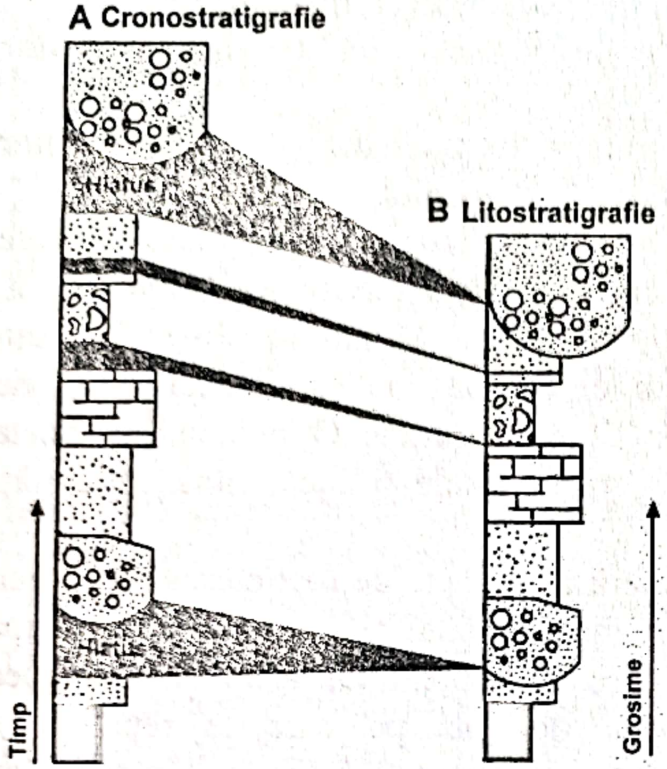


Fig. 253 Relaţia între cronostratigrafie şi litostratigrafie. Aceeaşi succesiune de roci este reprezentată în funcţie de timp (**A**) şi în raport cu grosimea lor reală (**B**). Grosimea nu este un bun indicator în estimarea trecerii timpului deoarece prezintă perioade de non-depozitare (hiatusuri) care sunt clar ilustrate în cronostratigrafie (după P. Doyle et al., 2001).

La rîndul lor, şi unităţile geocronologice au o durată variabilă în timp, fapt ce se observă foarte bine pe o scară stratigrafică.

15.3.2. Scara stratigrafică

Calendarul desfăşurării evenimentelor geologice, de la formarea primei cruste terestre şi până în prezent, poate fi redat prin intermediul unei scări stratigrafice (Fig. 254). Spre deosebire de un calendar obişnuit care împarte timpul în unităţi egale, pe o scară stratigrafică se observă mari diferenţe în ceea ce priveşte dimensiunile unităţilor sale geocronologice (de exemplu, era Paleozoică durează aproximativ 300 milioane de ani, era Mezozoică aproximativ 180 milioane de ani şi era Neozoică numai 65 milioane de ani). Această inegalitate se observă şi mai bine dacă ne raportăm la întreaga evoluţie a Pământului. Astfel, dacă s-ar reduce istoria Terrei la durata unui an actual, atunci o lună ar corespunde cu 400 milioane de ani, o zi – cu 13 milioane şi o oră la mai mult de 500 000 de ani (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995). La această scară, Paleozoicul ar dura mai puţin de o lună, Mezozoicul mai puţin de 14 zile, Neozoicul 5 zile şi Cuaternarul doar 4 ore.

Scanned with OKEN Scanner

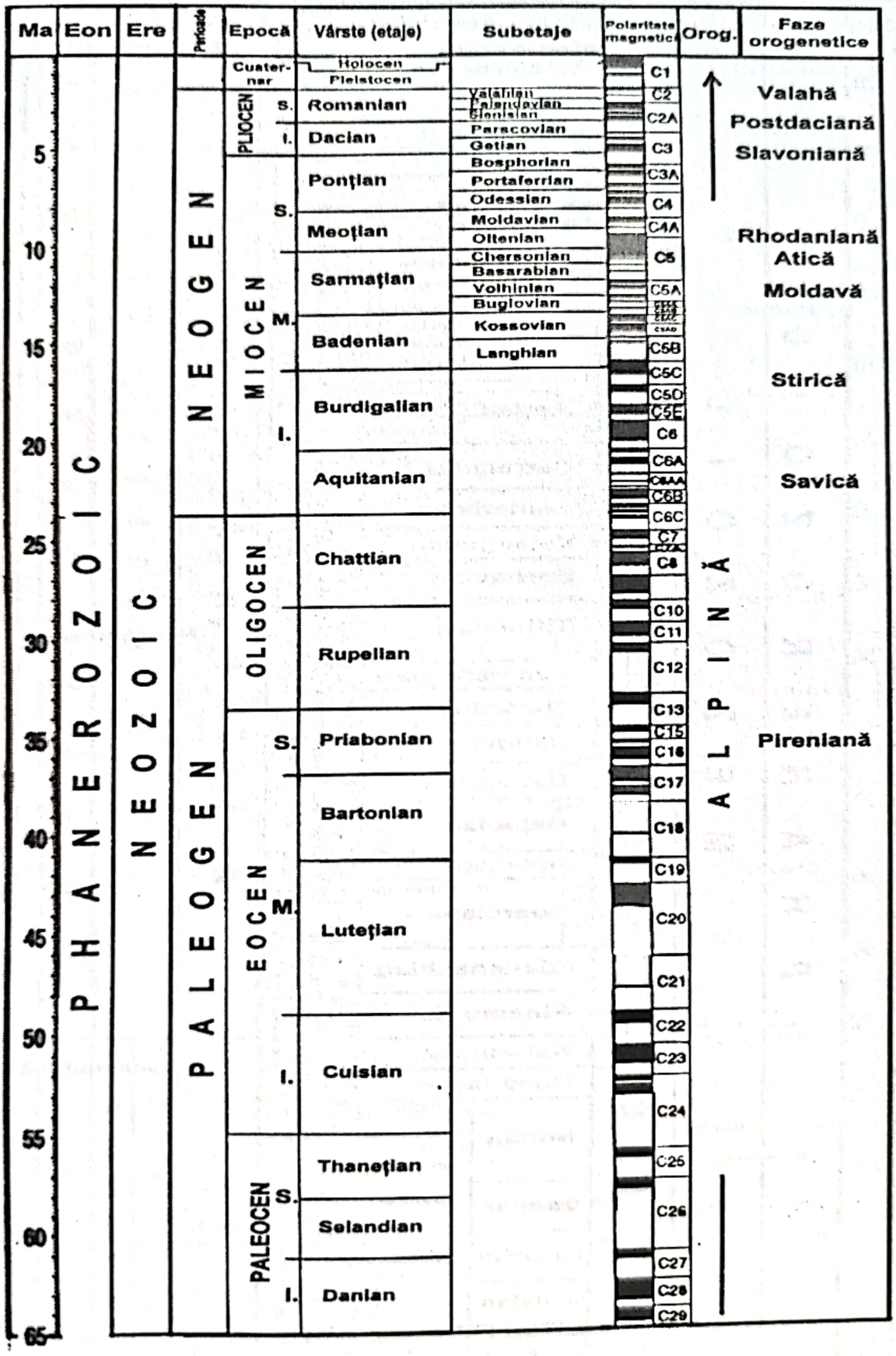


Fig. 254. Scara stratigrafică (după F. Gradstein şi J. Ogg, 1998; modificată)

Scanned with OKEN Scanner

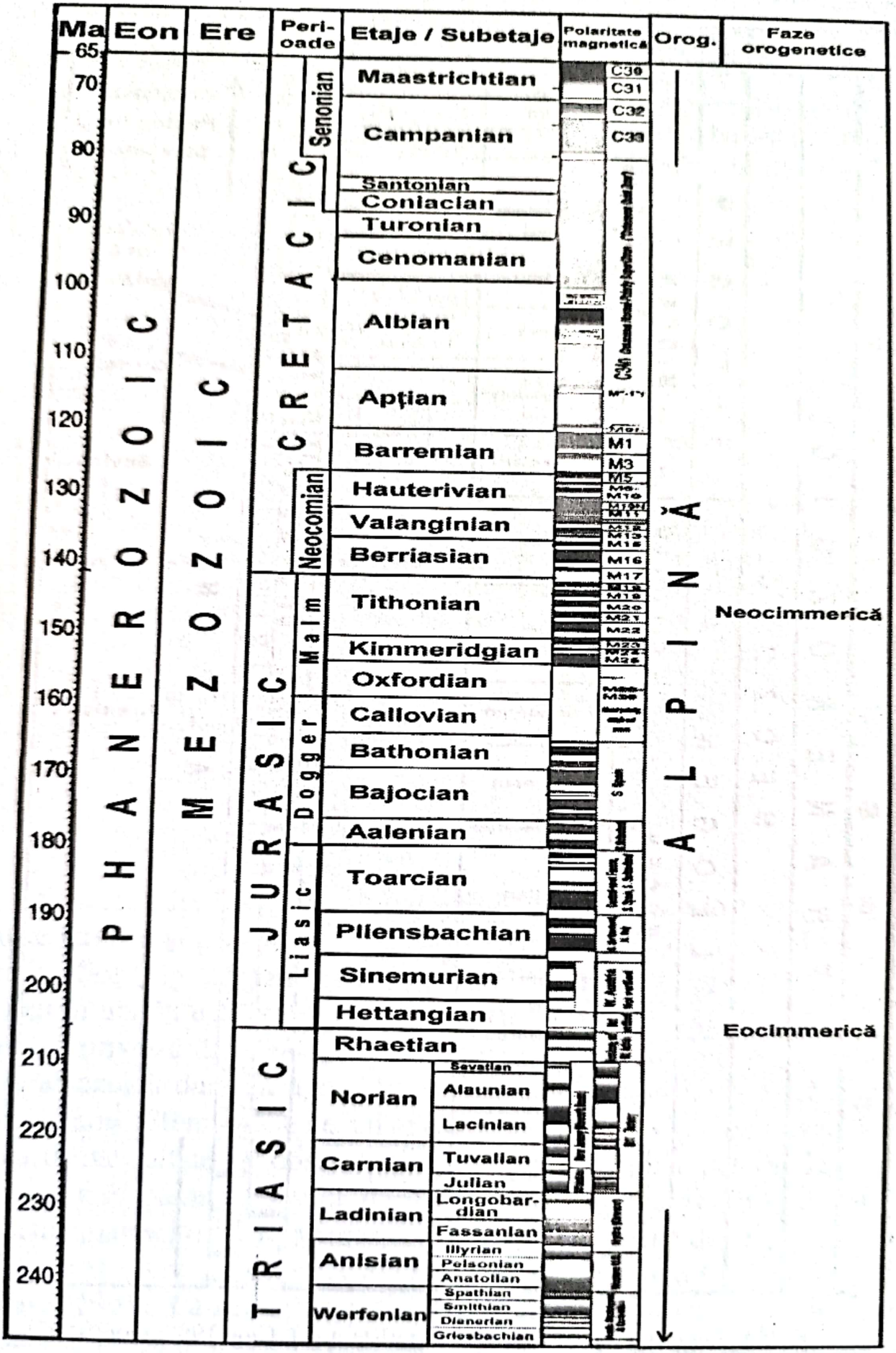


Fig. 254. Scara stratigrafică (continuare).

Scanned with OKEN Scanner

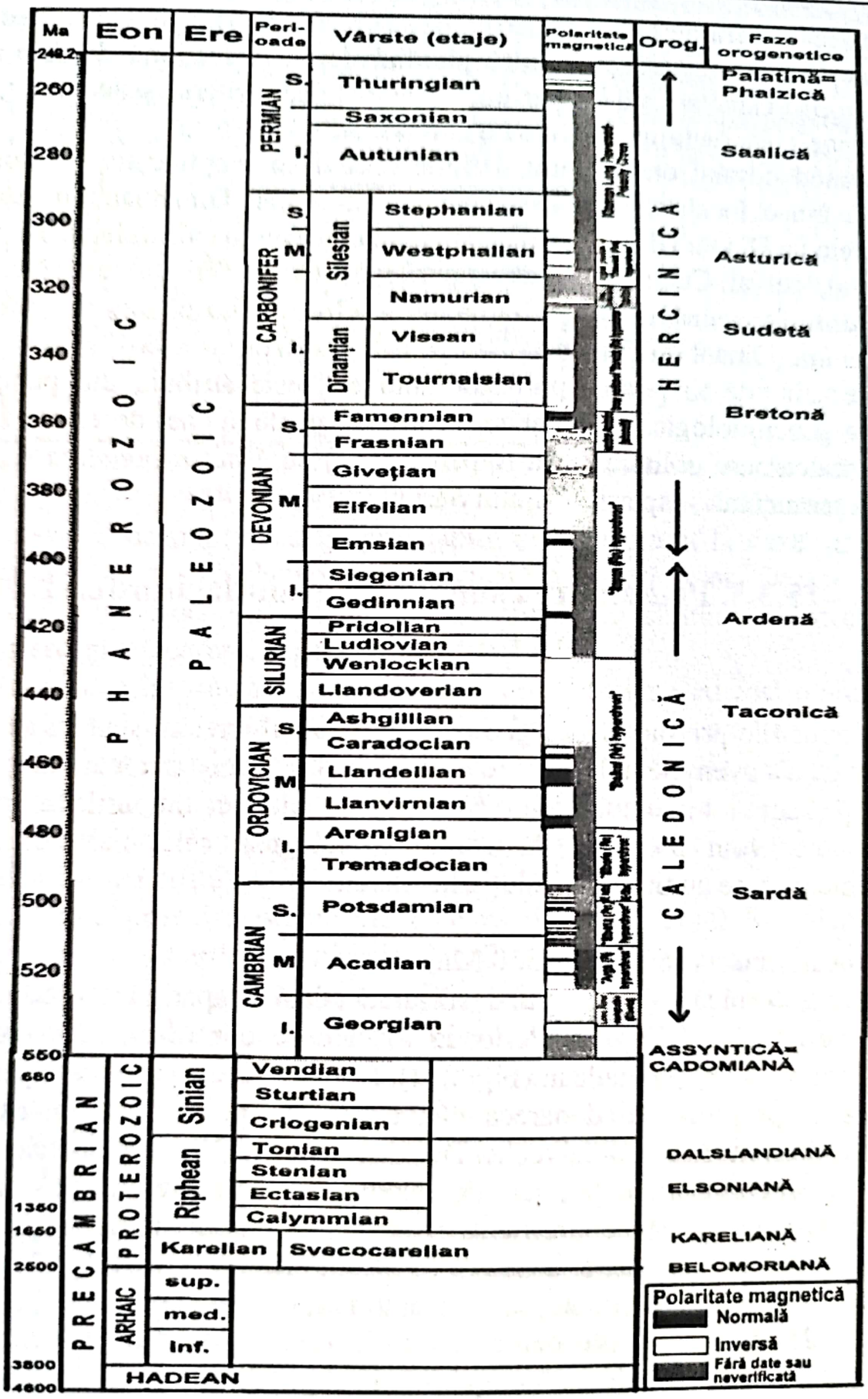


Fig. 254 Scara stratigrafică (continuare).

Scanned with OKEN Scanner

În această ierarhie, noțiunea de etaj este una fundamentală. Un etaj este o unitate cronostratigrafică definită plecând de la o secțiune de referință (stratotip), caracterizată printr-un ansamblu de criterii paleontologice, litologice sau structurale cu valoare universală.

În mod normal etajele sunt definite deci de o secțiune tip (stratotip), situată într-o localitate tip. De exemplu, stratotipul Dinantianului este în calcarele de Dinant (Belgia), cel al Toarcianului este în calcarele de Thouars (Franța), cel al Cuisianului în nisipurile de Cuise (Franța) etc. Numele etajului se formează, de obicei, de la numele localității tip la care se adaugă sufixul *ian* (Dinant → Dinantian, Cuise → Cuisian etc.).

Intervalul de timp corespunzător unui etaj este atribuit, din punct de vedere geocronologic, unei vârste. Astfel, se poate spune, de exemplu, că rocile calcaroase oolitice de la Repedea (Iași) cu *Mactra podolica* sunt de vârstă sarmațiană și aparțin etajului Sarmațian.

15.3.3. Prezentarea sintetică a evoluției litosferei în timp geologic

Informațiile privind istoria geologică a globului terestru sunt cu atât mai puține cu cât evenimentele pe care vrem să le descifrăm sunt mai îndepărtate în timp și sunt tot mai numeroase cu cât ne apropiem de timpurile actuale. În continuare, vom prezenta, în ordine cronologică, cele mai importante evenimente care au marcat evoluția litosferei.

Precambrian (4600 Ma - 550 Ma)

Istoria cosmică a Pamântului desfășurată odată cu apariția sa (4600 Ma) a fost prezentată în Cap. 3. Perioada în care se consideră că s-a format Pământul se numește Hadean (Fig. 254). De fapt, aceasta nu este o perioadă geologică propriu-zisă, deoarece nici o rocă de pe Pământ, cu excepția meteoriților, nu este atât de veche. Datorită coliziunii dintre planetele simale care au generat o mare cantitate de căldură, Pământul trebuie să se fi aflat într-o stare topită la începuturile sale, asemenea unui ocean de magmă, care probabil, prin consolidare, a dus la formarea primei cruste (Fig. 255). Din punct de vedere geocronologic, Precambrianul cuprinde doi eoni: **Arhaic** (3800 - 2500 Ma) și **Proterozoic** (2500 - 550 Ma).

La începutul Arhaicului a apărut viața pe Pământ. Se consideră că primele forme de viață au apărut în oceanele primare la temperatură relativ

Scanned with OKEN Scanner

ridicată (cca. 60 ^{0}C), sub o atmosferă încărcată cu CO_2, NH_3, N_3, CH_4, fără oxigen liber, în prezenţa descărcărilor electrice şi a radiaţiei ultraviolete.

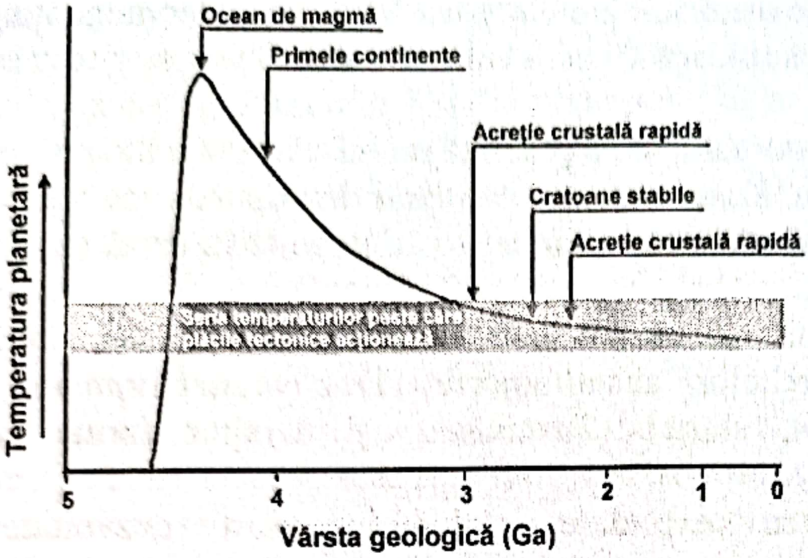


Fig. 255. Temperatura planetară medie de-a lungul istoriei Pământului (după, P. Doyle et al., 2001, simplificată).

Studiul istoriei vieţii din Precambrian este orientat asupra **procariotelor,** dominante în habitatele acvatice. Existenţa lor a fost deosebit de importantă şi prin faptul că s-au plasat la baza lanţurilor trofice care au permis dezvoltarea ulterioară a **eucariotelor**. De asemenea, activitatea lor biochimică a influenţat compoziţia chimică a hidrosferei, atmosferei şi a litosferei superioare.

Majoritatea informaţiilor asupra vieţii precambriene au fost obţinute în ultimii 30 ani din peste 3.000 localităţi din întreaga lume (S. Filipescu, 2002). Au fost descrişi aproximativ 1.300 taxoni la nivel de gen, chiar dacă unele forme nu au statut cert de fosile. Acestea se păstrează în general sub formă mumificată (cu perete organic) sau ca pseudomorfoze minerale (de obicei silice sau pirită).

Resturile primelor organisme datează de acum 3800 Ma şi au fost descoperite în şisturile şi gnaisele din Groenlanda (regiunea Issua): Este vorba despre *Issuasphaera issua* (Pflug, 1978), organism ce prezintă o formă sferică şi alcătuită din carbon organic. Dintre microorganismele cele mai vechi cunoscute, cu perete organic şi cu aspect microsferic sau filamentos, sunt cele din grupul Onverwacht din sistemul Swaziland (Transvaalul de est, Africa de Sud), ce au o vârstă de 3,4–3,2 miliarde ani (Ga). Între aceste organisme amintim pe *Archaeosphaeroides barbertonensis* descoperite în benzile silicioase ale şisturilor cristaline din Formaţiunea Fig Tree, din Sistemul Swaziland de lângă Barberton (Africa de Sud). Asemenea organisme devin abundente şi mai diversificate în Formaţiunea Gunflint din Canada (*Gunflintia grandis*) de 2,2 – 1,7 Ga, pentru ca diversitatea şi răspândirea lor să crească începând cu Ripheanul (1,6 Ga) şi continuând cu Vendianul.

Scanned with OKEN Scanner

Cyanobacteriile (algele albastre), care trăiau în mediile acvatice puţin adânci, şi-au păstrat caracteristicile morfologice în ultimii 2,5 Ga, având reprezentanţi analogi, atât ca morfologie cât şi ca ecologie, în comunităţile actuale din mediile de tip **sabkhra** (mediu mlăştinos sau lagunar situat în climat arid).

În mările deschise, microorganismele prezintă modificări notabile în timp (de exemplu, asociaţiile cu *Kakabekia* şi *Eoastrion* din Canada, cu vârste cuprinse între 2,2 – 1,8 Ga). Aceste forme au fost înlocuite în urmă cu 1,6 Ga de asociaţii cu **acritarche** sferomorfe (Fig. 257), ce aveau o morfologie complexă a peretelui organic. Un alt eveniment produs în Riphean mediu a fost diversificarea acritarchelor acanthomorfe (*Trachyhystricosphaera*), poligonali (*Octoedryxium*), sferici (*Tortunema*) şi a altor forme cu morfologie complexă.

Un alt eveniment cu extindere globală a fost dezvoltarea microorganismelor din Vendian, marcată de apariţia taxonilor de *Bavlinella, Micrhystridium, Leiomarginata* etc. Prezenţa acritarchelor acanthomorfe (*Micrhystridium, Baltisphaeridium, Skiagia*) reflectă procesul de eucariotizare al ecosistemelor planctonice.

Dovada certă asupra activităţii vieţii algelor albastre din Precambrian sunt **stromatolitele** (reprezentate prin depuneri calcaroase peliculare). Aceste structuri bio-sedimentare, formate prin activitatea vitală a algelor albastre (cu funcţie clorofiliană), au apărut în urmă cu 3,4 Ga şi au fost identificate în sedimentele carbonatice vechi din Africa de Sud, vestul Australiei şi Canada (*Cryptozoon canadense*). Ulterior, acestea au cunoscut o răspândire la scară largă în prima parte a Proterozoicului (2,5 – 2,2 Ga) pe nou formatele platforme carbonatice, atingându-se un maxim al abundenţei şi diversităţii lor în urmă cu aproximativ 1,0 – 0,85 Ga, după care aceste structuri au intrat în declin. Prezenţa stromatolitelor şi a algelor verzi în timpul Arhaicului oferă informaţii cu privire la existenţa oxigenului în atmosfera de atunci.

Primele resturi de organisme multicelulare (Metazoare) au apărut acum cca 1600 Ma, fiind reprezentate mai întâi prin meduze. Cu aproximativ 600 Ma în urmă apare o faună diferenţiată descoperită în Australia şi Siberia, unde, pe lângă Celenterate (Meduze), apar şi echinoderme, viermi anelizi, brachiopode şi moluşte. Acest tip de faună (**Fauna de Ediacara**) a fost descoperită mai întâi în dealurile Ediacara (sudul Australiei), apoi în întreaga lume. Primele organisme cu schelet apar după fauna de tip Ediacara, devenind mult mai numeroase în Cambrian. Fosilele întâlnite reprezintă denticule, tuburi calcofosfatice, tuburi de crinoide etc. De asemenea, acum apar şi primele alge calcaroase.

Scanned with OKEN Scanner

Absența fosilelor provenite de la organisme cu cochilie și raritatea datelor paleomagnetice demne de încredere fac dificilă întocmirea unei hărți paleogeografice a Precambrianului. Cu ajutorul datelor disponibile s-a putut totuși propune (Scotese, 1990, 1991) o hartă ce prezintă poziția continentelor acum 650 Ma. Se presupune că acum 1100 Ma s-a format un supercontinent numit **Rodinia** în centrul căruia se afla America de Nord. Fragmentarea Rodiniei s-a produs acum 750 Ma, odată cu deschiderea **Oceanului Panthalassa** (Fig. 256 A). Până la sfârșitul Precambrianului „resturile" fostei Rodinii s-au unit dând naștere unui nou supercontinent numit **Pangea** sau **prima Pangee** (termenul de Pangea înseamnă „toate pământurile").

În ceea ce privește clima, Precambrianul superior se caracterizează prin temperaturi relativ scăzute, fapt dovedit de către morenele consolidate (tillite) ce se cunosc de pe aproape toate continentele. În sfârșit, în cursul Precambrianului s-au ridicat numeroase lanțuri muntoase, astăzi complet erodate (de exemplu, Masivul Armorican din Franța, edificat în timpul orogenezei Cadomiene, Pirineii Orientali etc.).

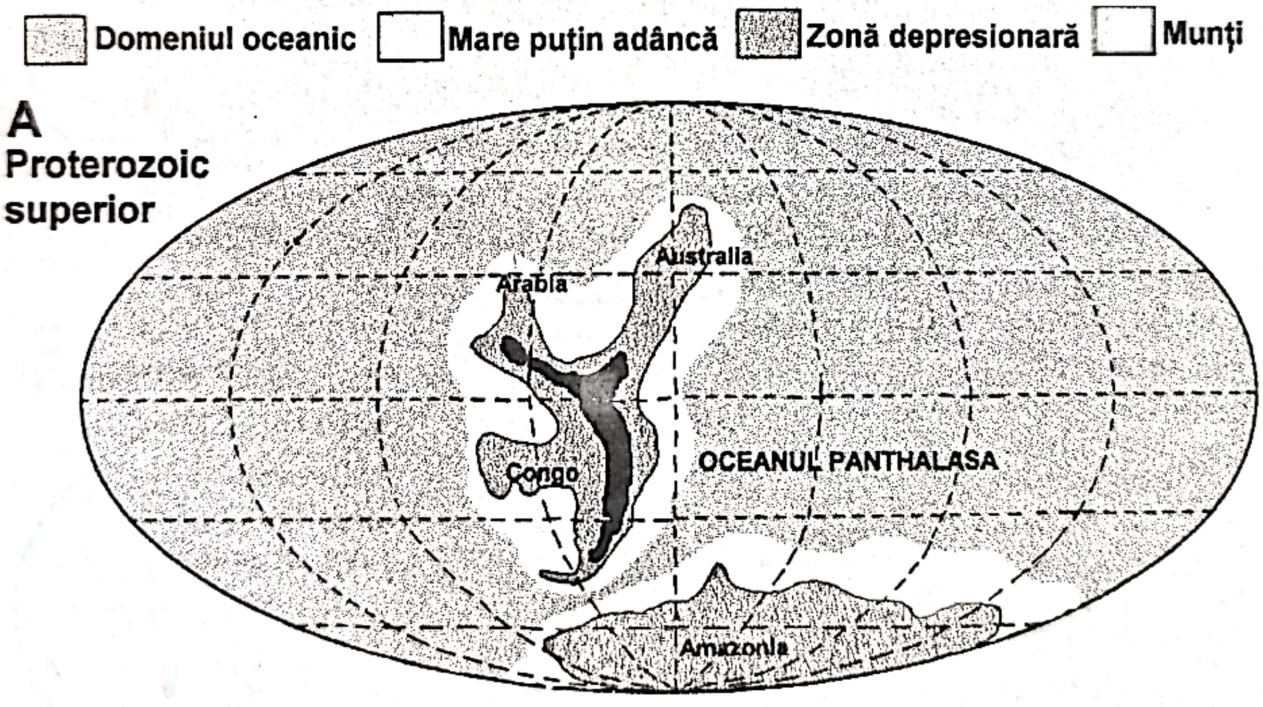


Fig. 256. Distribuția blocurilor continentale din timpul Proterozoicului superior și Fanerozoic. Este important de notat suprafețele acestor blocuri continentale ce au fost invadate în timpuri variate (bazată pe informațiile din: Scotese C. (1991) *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 87; Scotese C. & McKerrow W. (1990) *Memoir of the Geological Society of London* nr. 12; fide Doyle P. (2001), cu modificări).

Scanned with OKEN Scanner

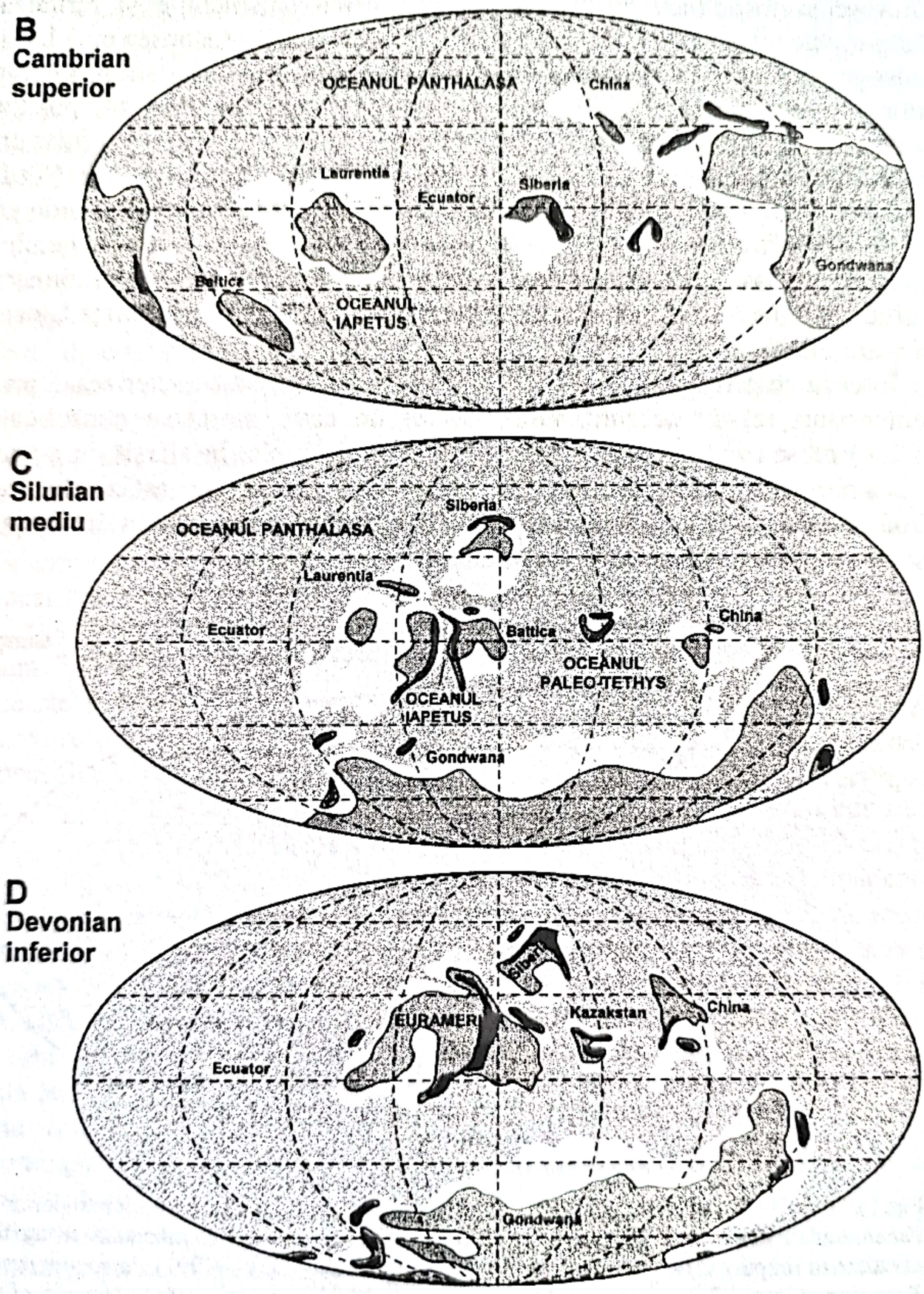


Fig. 256. Continuare

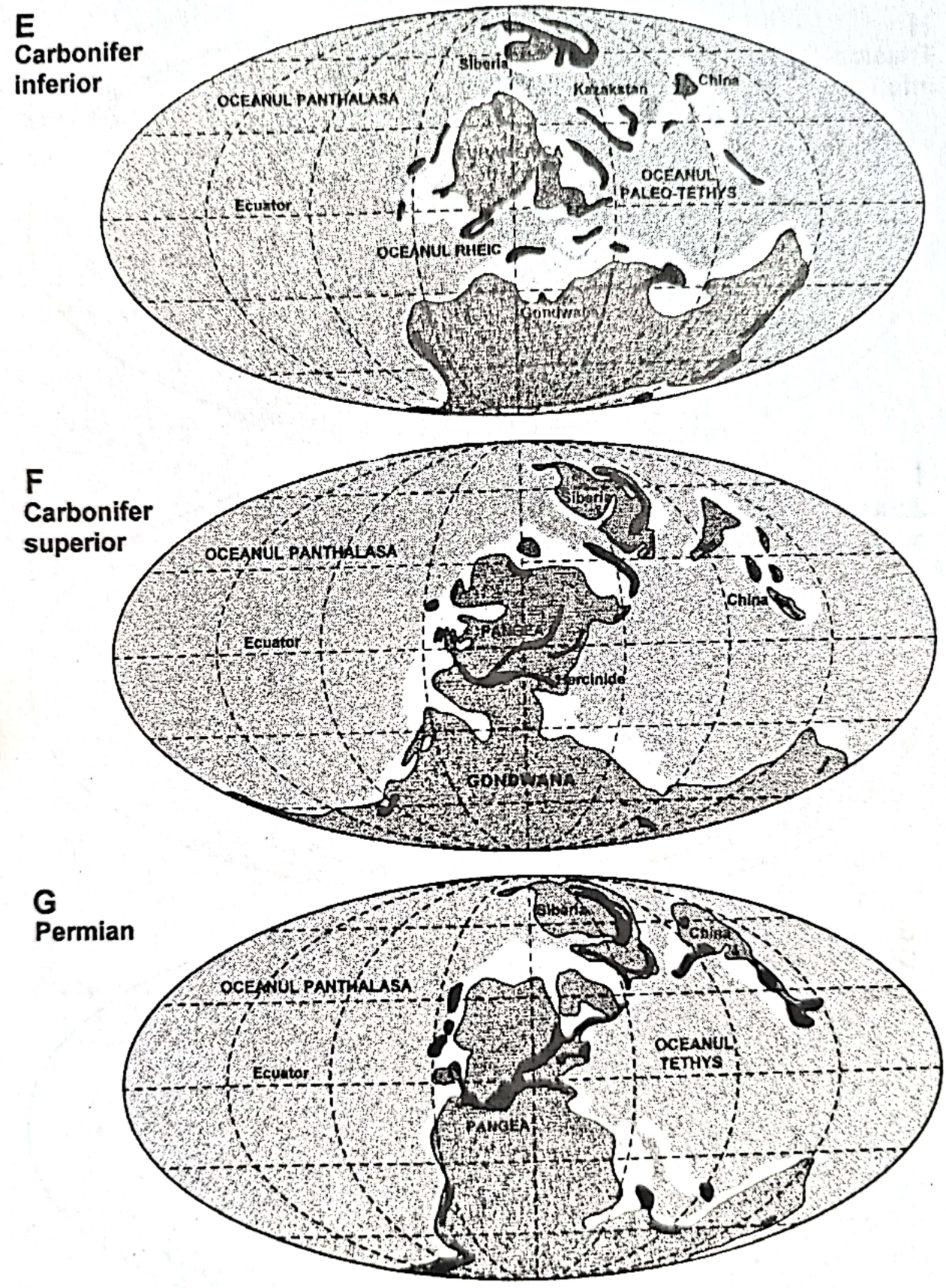


Fig. 256. Continuare

Scanned with OKEN Scanner

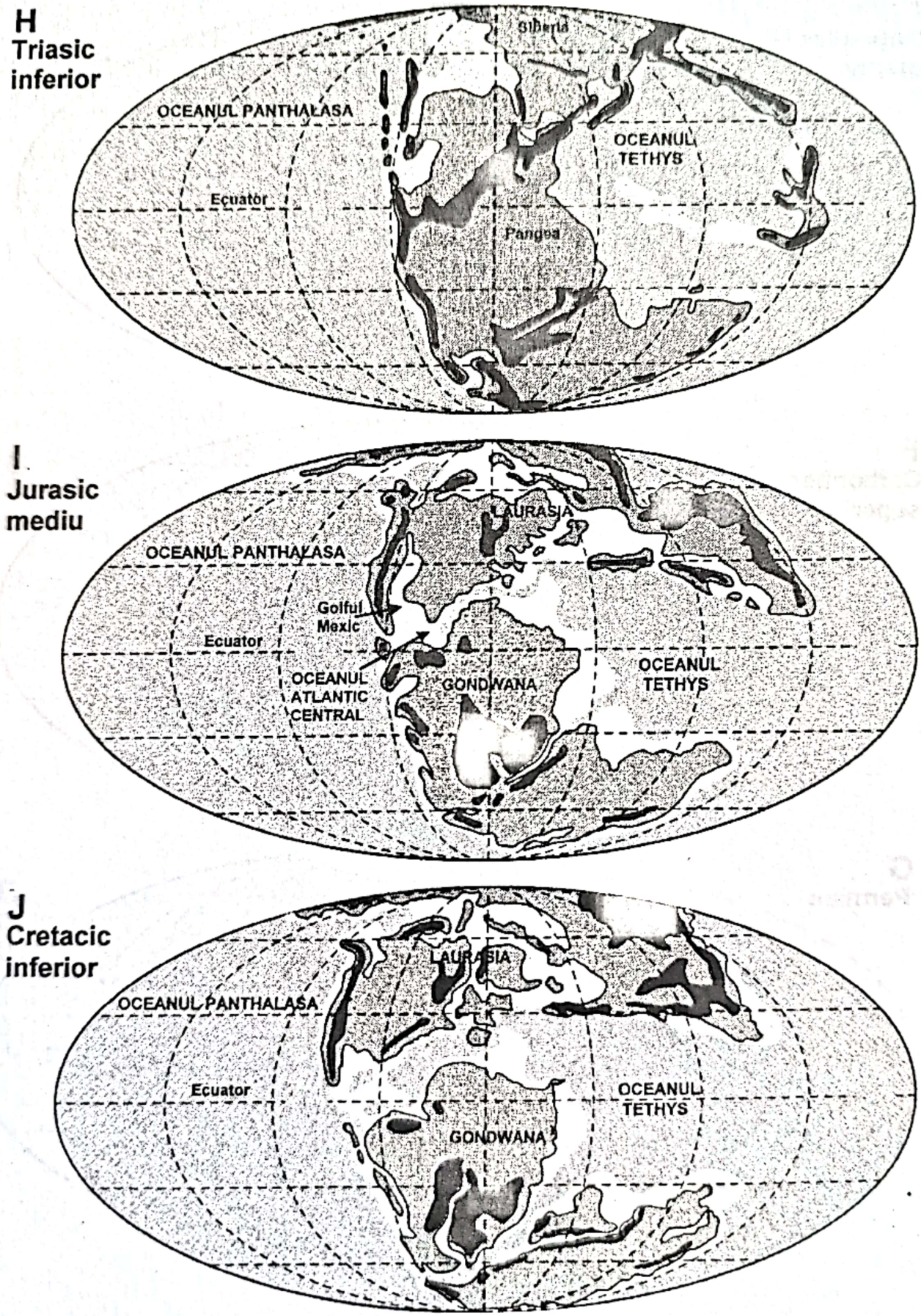


Fig. 256. Continuare

Scanned with OKEN Scanner

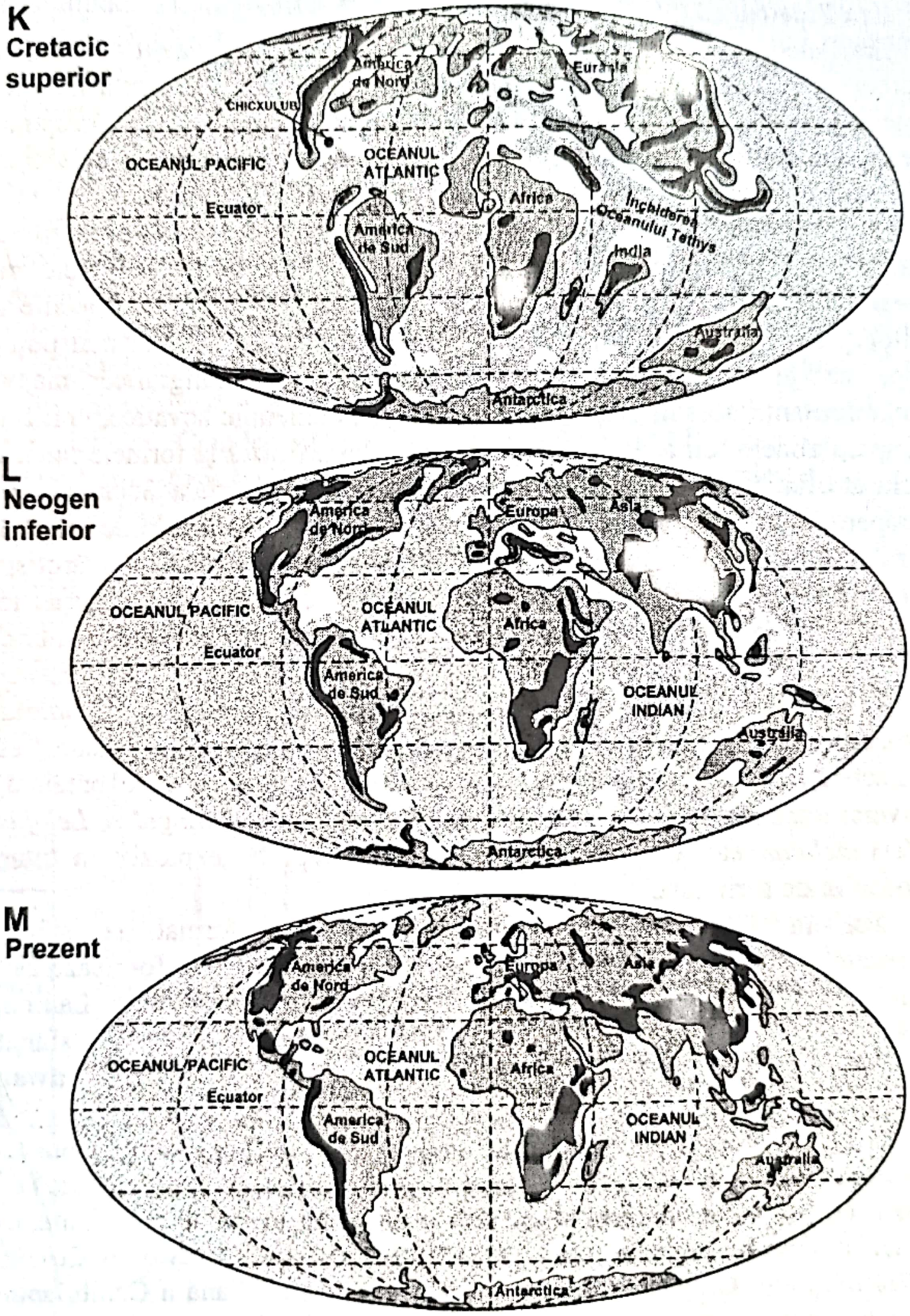


Fig. 256. Continuare

Scanned with OKEN Scanner

Eon Fanerozoic (550 – Actual)

Era Paleozoică (550 – 248 Ma)

Era Paleozoică (lat. *palaios* = vechi, *zoon* = animal) a avut o durată de aproape 300 Ma şi corespunde la două mari cicluri de formare a munţilor (megacicluri orogenice): **megaciclul tectonic caledonian** (care corespunde perioadelor Cambrian, Ordovician şi Silurian) şi **megaciclul hercinic** sau **varistic** (corespunde Devonianului, Carboniferului şi Permianului).

La începutul acestei ere viaţa nu exista decât în apă. Astfel, dintre animalele marine ce populau mările din perioada cambriană, cele mai caracteristice erau *archaeocyatidele* şi *trilobiţii*. Multe dintre speciile de trilobiţi au supravieţuit pe intervale scurte de timp (1 Ma sau mai puţin), fapt ce le conferă acestora o importanţă biostratigrafică majoră. Reprezentanţii acestui grup erau dominanţi în domeniile acvatice, unii fiind adaptaţi zonelor cu ape mai adânci (genul *Paradoxides* şi formele mici, cu ochi atrofiaţi), alţii adaptându-se în zonele carbonatice de adâncime redusă acoperite de mări tropicale. Un alt grup important de animale de pradă, ce au corespondenţi şi în actual, este cel al nautiloideelor, care au apărut spre finele Cambrianului. Primele resturi fosile ale acestor cephalopode au fost descoperite în China şi sunt încadrate la genurile *Volborthella* şi *Salterella* (indivizi de talie redusă, 2-6 cm lungime). Microorganismele, reprezentate prin acritarche, sunt abundente prin genurile *Sphaeridium* şi *Leiosphaeridia* (specifice Cambrianului inferior), iar pentru Cambrianul mediu este caracteristic genul *Ooidium*. În Cambrianul superior genurile prezintă o diversificare morfologică mai mare, ca de exemplu *Cymatiogalea, Leiofusa, Veryhachium* etc. Cambrianul reprezintă de fapt o „explozie" a tuturor speciilor de acritarche.

Tot în Cambrian, supercontinentul Pangea format la sfârşitul Precambrianului începe să se fragmenteze (Fig. 256 B). Se formează astfel un ocean nou, **Oceanul Iapetus**, situat între continentele Laurenţia (America de Nord), Baltica (nordul Europei) şi Siberia. La sfârşitul Cambrianului exista deja un alt supercontinent în sud, numit **Gondwana**, cel mai mare al acestei perioade.

A doua perioadă paleozoică, Ordovicianul, este caracterizată din punct de vedere faunistic de prezenţa unor grupuri cu importanţă biostratigrafică cum ar fi conodontele, trilobiţii şi graptoliţii. Dintre speciile de conodonte, cele mai comune aparţin genurilor *Acodus, Clavohamulus, Cordylodus, Loxodus, Belodina* etc. Graptoliţii, apăruţi încă din partea mediană a Cambrianului, sunt reprezentaţi prin forme planctonice (*Aletograptus, Radiograptus, Rhabdinopora* etc.), aceste organisme devenind în Ordovician grupul

Scanned with OKEN Scanner

dominant, atât numeric cât şi taxonomic. Dintre trilobiţii adaptaţi zonelor de şelf situate la latitudini mici pot fi menţionate genurile *Calymene, Hystricurus, Ceratopyge*, iar dintre formele apărute spre sfârşitul perioadei fac parte *Dalmanitina, Flexicalymene, Trinucleus.*

Dintre microorganisme, o importanţă deosebită pentru această perioadă o au şi acritarchele. Evoluţia stratigrafică a acestora este prezentată în figura 257, unde lărgimea coloanelor este proporţională cu numărul speciilor pentru fiecare familie în parte. Maximul de dezvoltare a acestor acritarche s-a produs în Ordovician, după care evoluţia lor intră în declin până în timpul Devonianului superior. O nouă creştere evolutivă este atinsă în Jurasic, însă nu de talia celei din Ordovician. Dintre aceste microorganisme, caracteristic pentru Ordovicianul inferior sunt genuri ca *Dactylofusa, Poikilofusa, Priscogalea*, ulterior evoluţia acestora fiind mai rapidă, prin apariţia în Arenigian şi Caradocian a altor genuri precum *Peteinosphaeridium, Striatotheca, Arbusculidium* ş.a. O altă categorie de microorganisme, apărute la limita Cambrian–Ordovician, sunt **chitinozoarele,** ce au o formă de cilindru, de sticlă sau de pară. Dintre primii reprezentanţi fac parte indivizi de talie mare (1-2 mm) cum ar fi *Ollachitina* şi *Amphorachitina.* În Ordovicianul mediu apar tipuri coloniale (*Hoegisphaera* şi *Desmochitina*), Silurianul se caracterizează prin dezvoltarea tipurilor coloniale, sferoide (*Sphaerochitina, Ancyrochitina*), după care chitinozoarele dispar la sfârşitul Devonianului.

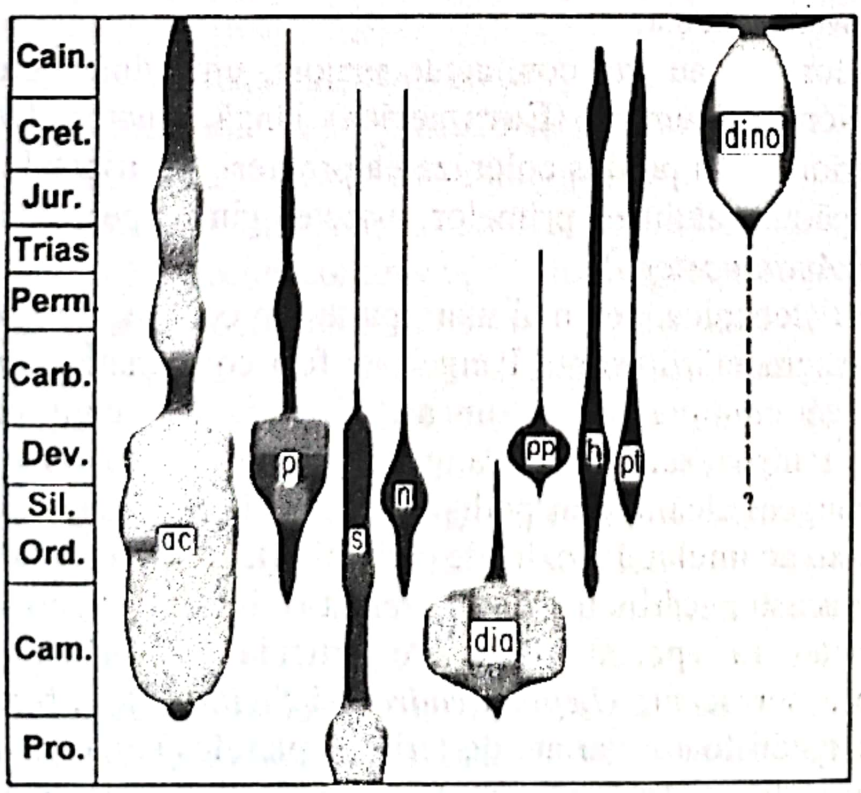


Fig. 257 Răspândirea stratigrafică a subgrupelor de acritarche şi dinoflagellate:

Ac – Acanthomorphite;
p – Polygonomorphite;
s – Sphaeromorphitae;
n – Netromorphitae;
dia – Diacromorphitae;
pp – Prismatomorphitae;
h – Herkomorphitae;
pt – Pteromorphitae;
dino – dinoflagellate
(după Traverse A., 1988).

Scanned with OKEN Scanner

Sfârşitul Ordovicianului marchează o răcire puternică a climei, gheaţa acoperea o mare parte din regiunea sudică a Gondwanei cauzând extincţii în masă, în urma cărora aproximativ 60% din genurile de nevertebrate marine (trilobiţi, graptoliţi, brachiopode) au dispărut.

În Silurian are loc coliziunea dintre Laurenţia şi Baltica având ca rezultat închiderea ramurii nordice a Oceanului Iapetus şi formarea continentului **Old Red Sandstone** (sau **Euramerica**) (Fig. 256 C şi D). Această coliziune continentală are ca rezultat formarea Munţilor Caledonici din Scandinavia, nordul Marii Britanii şi nordul Munţilor Appalachi. Din punct de vedere climatic Silurianul se caracterizează printr-o stabilizare relativă a climatului ce a provocat topirea formaţiunilor glaciare ordoviciene, fapt ce a contribuit la o ridicare substanţială a nivelului mării.

Faunistic, după extincţia în masă de la sfârşitul Ordovicianului, în Silurian se observă o refacere a multor grupe de organisme. Astfel, în zonele tropicale trăiau o serie de organisme constructoare de recifi precum bryozoarele (*Fenestella, Hallopora, Trematopora*). Alte grupuri marine cu o dezvoltare destul de puternică au fost bivalvele (*Ctenodontidae, Pteriidae, Megalodontidae* etc.), gastropodele (*Euomphalus, Pleurotomaria, Murchisonia*) şi tentaculiţii. Dintre speciile înotătoare, nautiloideele îţi păstrează importanţa prin genurile *Cyrtoceras, Gomphoceras, Orthoceras* şi *Phragmoceras*. Probabil însă cel mai important eveniment al acestei perioade a fost apariţia primelor plante vasculare terestre reprezentate prin genul *Cooksonia, Baragwanathia* ş.a.

În timpul Devonianului existau trei continente majore, unul dintre ele grupând America de Nord şi Europa (**Euramerica**) lângă ecuator. De asemenea, în această perioadă s-a produs colonizarea progresivă a uscatului prin apariţia primelor păduri extinse, primelor insecte, gimnosperme şi amfibieni (*Ichthyostega, Acanthostega*).

Până la sfârşitul erei Paleozoice, cea mai mare parte din oceane, care se deschiseseră în timpul fragmentării primei Pangei, au fost consumate (prin subducţie) pe măsură ce continentele se uneau dând naştere unui alt supercontinent numit tot Pangea, sau a doua Pangee (Fig. 256 F şi G). Zona muntoasă din centrul Pangeei alcătuia un podiş ecuatorial înalt, în care, în timpul Carboniferului s-au acumulat depozite de cărbuni. Materia primă ce a stat la baza formării acestor cărbuni a reprezentat-o imensele păduri mlăştinoase ce conţineau în special specii de articulate (*Equisetum, Calamites*), licopodiale arborescente (*Lepidodendron* şi *Sigillaria*), la baza acestor păduri trăind şi specii foarte variate de ferigi şi pteridosperme. Prin acumularea acestor trunchiuri şi frunze în vastele zone mlăştinoase, s-au

Scanned with OKEN Scanner

format cele mai importante rezerve de cărbuni superiori cunoscute în prezent. Flora cu *Glossopteris* şi *Gangamopteris* (pteridofite cu frunze oval alungite şi aspect arborescent) din Gondwana a devenit celebră prin faptul că a argumentat unitatea continentului în Paleozoic. Această floră se găseşte în Gondwanianul din Australia, India, Africa şi America de Sud.

Odată cu finele Erei Paleozoice s-a produs cea mai mare extincţie în masă din întreaga istorie a Pământului, declinul faunelor producându-se pe parcursul a 20 Ma. Aceasta a afectat mai multe grupe de organisme din diferite medii, cel mai mult având de suferit comunităţile marine, constatându-se dispariţia majorităţii nevertebratelor (70 - 90%).

Partea terminală a Paleozoicului a fost marcată şi de schimbări climatice majore. Gheţarii, mult extinşi în Gondwana în timpul Carboniferului superior, au persistat şi în prima parte a Permianului, pentru ca ulterior să se topească. O aridizare generală a climatului la latitudini mici a determinat restrângerea mlaştinilor carbogeneratoare şi extincţia unor grupe importante de plante cu spori şi amfibieni. Locul lor a fost luat de plantele cu seminţe şi de reptile.

Dintre cauzele posibile ale extincţiei faunistice permiene pot fi enumerate: modificări ale chimismului oceanelor ; scăderea concentraţiei oxigenului atmosferic ; scăderea cantităţii de nutrimente din ocean ; instabilitatea climatică produsă de încălzirea globală ; vulcanismul extins din Siberia şi China; schimbarea polarităţii magnetice.

Era Mezozoică (248 - 65 Ma)

Comparativ cu era precedentă şi cu cea care-i urmează, era Mezozoică se caracterizează printr-un calm relativ din punct de vedere orogenic. Supercontinentul Pangea, edificat în Carbonifer şi Permian, a început să se dividă în blocuri continentale datorită procesului de riftogeneză, ce a condus la apariţia oceanelor cunoscute în prezent. Debutul acestei scindări s-a produs după unii geologi la sfârşitul Triasicului, după alţii la începutul Jurasicului, determinând totodată momentul de deschidere a **Oceanului Atlantic Central** (Fig. 256 I). După un episod de activitate eruptivă care s-a manifestat de-a lungul coastei estice a Americii de Nord şi a celei nord-vestice a Africii, această deschidere a Oceanului Atlantic determină migrarea Americii de Nord spre nord-vest. Această deplasare a determinat apariţia Golfului Mexic şi despărţirea celor două Americi. În timpul Jurasicului, America de Nord şi Eurasia constituiau o singură masă continentală numită **Laurasia**, continent care, datorită mişcării de rotaţie pe care a suferit-o în sensul acelor de ceasornic, a condus la închiderea

Scanned with OKEN Scanner

Oceanului Tethys ce separa Laurasia de continentul sudic Gondwana (Fig. 256, K).

O altă etapă a fragmentării Pangeei s-a produs în Cretacicul inferior când Gondwana, datorită deschiderii Oceanului Atlantic în partea sa sudică, s-a divizat în două continente, respectiv America de Sud şi Africa (Fig. 256 J). Un alt eveniment tectonic ce a avut loc spre sfârşitul Cretacicului a fost reprezentat de iniţierea riftului dintre America de Nord şi Europa, având ca efect separarea acestora (Fig. 256 K).

La începutul Triasicului, asociaţiile faunistice marine au fost relativ sărăcite atât în ceea ce priveşte numărul categoriilor taxonomice, cât şi al populaţiilor de indivizi, aceasta fiind consecinţa extincţiei majore din Permian. Cu toate acestea, în domeniul marin trăiau o serie de bivalve disodonte, ammonoidee (ceratiţi), iar dintre vertebratele marine se remarcă rechinii, peştii osoşi şi unele reptile marine (*Nothosaurus, Caresiosaurus*). Climatul în general cald a favorizat dezvoltarea recifilor de haxacorali, grupă de organisme ce îşi face apariţia la începutul Triasicului. Pe uscat, flora triasică este una de tip mesofitică, dominată de ferigi cu sămânţă şi gimnosperme (dintre acestea se remarcă dezvoltarea coniferelor, ginkgoalelor şi cycadalelor), la care se adaugă primele angiosperme. De asemenea, spre sfârşitul acestei perioade apar şi primele mamifere de talie mică. Aridizarea Triasicului este dovedită şi de dominarea depozitelor roşii de tip *Buntsandstein* sau *New Red Sandstone*, sau de depunerea unor numeroase zăcăminte de săruri (evaporite).

Perioada Jurasică (denumită după Munţii Jura situaţi la graniţa dintre Franţa şi Elveţia) a fost dominată de mari ierbivore dinozauriene (cum ar fi *Triceratops*), ce cutreierau uscatul hrănindu-se cu vegetaţia luxuriantă de cycadale şi bennetitale, carnivore mici ce atacau marile ierbivore, precum şi primele păsări (*Archaeopteryx*). În mări şi oceane trăiau amoniţi cu test spiralat, belemniţi (asemănători calmarilor actuali) cu cochilii calcifiate, în formă de glonţ, alături de care roiau organisme microscopice (foraminifere, dinoflagellate, nannoplancton). Tot în mediile marine, algele chlorophycee – dasycladacee (alge calcaroase) au avut o contribuţie esenţială în comunităţile recifale, participând, alături de coralii hermatipici, la construirea unor structuri recifale de dimensiuni foarte mari.

Sfârşitul Mezozoicului marchează o răcire climatică generală ce a dus la schimbarea condiţiilor de viaţă, provocând dispariţia multor grupe de organisme (dinozauri, amoniţi) ce anterior aveau o mare răspândire şi diversificare. Un eveniment important al Cretacicului inferior îl reprezintă apariţia sigură a primelor plante cu flori numite angiosperme, a căror primă

Scanned with OKEN Scanner

semnalare a fost marcată încă din Triasic; totuşi, cele care încă dominau continentele rămân tot gimnospermele.

Prezenţa iridiului (element puţin concentrat în crusta terestră) şi a magnetitei nichelifere, cu caracter extraterestru în stratele limită Cretacic-Terţiare, a condus la postularea unei catastrofe cosmice (căderi de meteoriţi) la sfârşitul Cretacicului, ipoteză confirmată prin descoperirea în mare a unui crater de 170 km diametru. Se consideră că centrul acestui crater de impact ce datează din această perioadă, îl reprezintă satul litoral Puerto Chicxulub (Mexic) (Fig. 256 K), fiind creat de un meteorit estimat la 10 km diametru.

Era Cenozoică (65 Ma - Actual)

Era Cenozoică (sau Neozoică) este cea mai scurtă eră a Fanerozoicului (ocupă ultimii 65 Ma din istoria Pământului) şi include perioadele Paleogen şi Neogen. Ea mai este denumită şi „Era Mamiferelor" (sau o altă denumire – Era Angiospermelor), deoarece cele mai mari animale continentale din acest timp sunt mamiferele, iar în cadrul faunei vegetale continentale predomina angiospermele. Cu toate că mamiferele au apărut încă din Triasic, evoluând paralel cu dinozaurii, în timpul Paleocenului şi mai ales la începutul Eocenului se constată diversificarea lor care va conduce la ocuparea tuturor domeniilor ecologice.

În domeniul acvatic au apărut o serie de grupuri noi, dintre acestea făcând parte balenele şi carnivorele marine de talie mare care au evoluat din carnivore terestre în timpul Eocenului. Tot în această epocă au apărut şi primele pinnipede (morse, foci, lei de mare), sirenide şi pinguini. Clima caldă eocenă a favorizat diversificarea mamiferelor, apărând astfel noi specii de ierbivore de ungulate imparicopitate (cai – *Hyracotherium*, tapiri, rinoceri) şi paricopitate (capre, antilope, bizoni, cămile). Primii reprezentanţi ai elefanţilor au apărut tot în Eocen (*Moeritherium*), iar dintre primele mamifere care au ajuns în mediul aerian, se remarcă liliecii.

Din punct de vedere al tectonicii plăcilor, era Cenozoică este mult mai puţin stabilă decât precedenta. Unele coliziuni continentale desfăşurate în timpul Cenozoicului mijlociu au avut drept efect închiderea marelui Ocean Tethys. Închiderea acestui ocean în urma coliziunilor continent-continent a provocat edificarea unui lanţ muntos pe o lungime considerabilă (aşa-numitul lanţ Alpino-Carpato-Himalaian). Oceanul Atlantic şi Indian, ce au apărut încă de la finele Triasicului - începutul Jurasicului, continuă să se deschidă cu 2-5 cm/an, ajungând în timpul Miocenului la o configuraţie asemănătoare cu cea actuală (Fig. 256, L).

După răcirea climatică de la limita Cretacic-Paleogen, o altă criză survine la limita Eocen-Oligocen, care se reflectă din nou asupra florei şi faunei.

Scanned with OKEN Scanner

Acesta reprezintă momentul (în urmă cu 35 Ma) când apare în Antarctica începutul glaciaţiunilor care vor culmina în Plio-Cuaternar şi care vor alterna cu perioade mai calde sau interglaciare. Acumularea de gheaţă, în special la poli, va duce la dispariţia celor mai multe specii din aceste regiuni. Mările sunt mai puţin întinse decât în Mezozoic, depozitele detritice (nisipuri, argile) mai abundente, în timp ce fauna animală şi vegetală se apropie de cea care ne este familiară.

În timpul Miocenului se constată o încălzire globală a climatului, fiind mai accentuată decât cea din Oligocen şi Pliocen, fapt ce a favorizat apariţia a două ecosisteme importante: pădurile şi păşunile. Unirea plăcii afro-arabe cu Asia permite migrarea unui număr mare de animale de pe un continent pe altul.

Răcirea şi uscarea globală a mediului pliocen se pare că a stat la baza extraordinarei răspândiri a vegetaţiei de tip savană care a fost fără îndoială un factor major în dezvoltarea erbivorelor. De asemenea, puntea Panama ce uneşte cele două Americi apare tot în Pliocen, permiţând răspândirea plantelor şi animalelor în noi habitate.

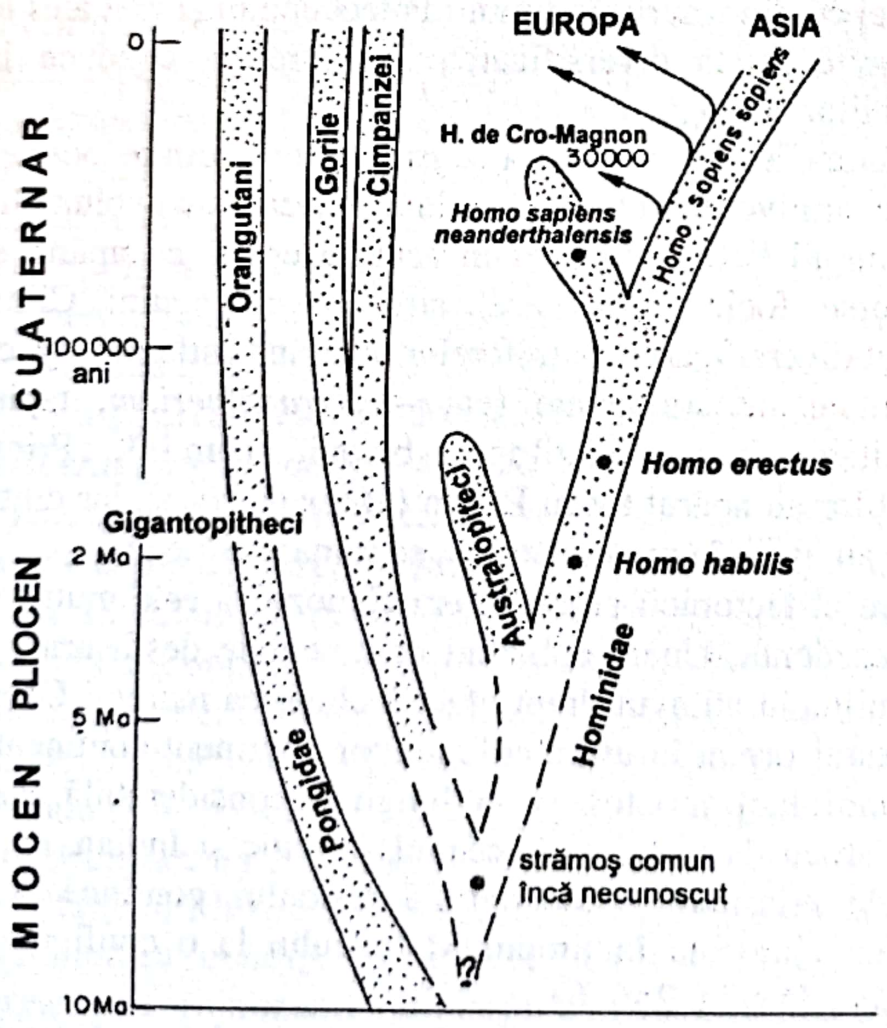


Fig. 258 Evoluţia Primatelor (după Ch. Pomerol şi M. Renard, 1995; simplificată).

Un ultim aspect mai important în această lungă istorie a Pământului îl reprezintă apariţia omului. Încă din Miocen se detaşează o ramură care va da pe rând maimuţe antropoide (gorile, cimpanzei) şi hominide (Fig. 258).

Scanned with OKEN Scanner

R. Leakey (1994) consideră că până la apariţia genului *Homo*, toate maimuţele bipede aveau creierul de dimensiuni reduse, măselele mari şi maxilarele proeminente. Se hrăneau în principal cu vegetale şi organizarea lor socială se asemăna probabil cu cea a babuinilor din savanele actuale.

Aceste specii (australopitecinele) se asemănau cu omul prin aceea că se deplasau biped, însă nu şi în alte privinţe. Un caz foarte cunoscut este cel al unui schelet incomplet, denumit Lucy, descoperit în Etiopia (în 1974), având o vârstă de aproximativ 3 Ma.

Cu mai mult de 2,5 Ma în urmă a apărut prima specie umană cu creier mărit, prezentând şi o dentiţie modificată, datorită schimbării tipului de hrană, de la cel exclusiv vegetal la unul care includea şi carnea. Aceste două caracteristici (modificarea dimensiunilor cerebrale şi a structurii dentiţiei) se observă foarte bine la *Homo habilis* ale cărui dimensiuni cerebrale au crescut de la 450 cm^3, cât aveau hominidele anterioare, la 600 - 800 cm^3. În paralel cu genul *Homo* a existat o ramură de hominide (*Australopithecus*) care şi-a întrerupt evoluţia în urmă cu aproximativ un milion de ani.

Scheletul „băiatului de la Turkana" (descoperit în anul 1984 lângă Lacul Turkana în Kenya) ne dă o excelentă idee asupra anatomiei omului timpuriu de acum 1,6 Ma. Acei indivizi timpurii de *Homo erectus* (1,7 – 0,2 Ma) erau înalţi (băiatul de la Turkana măsura aproape 1,80 m) şi atletici. Deşi creierul lui *Homo erectus* timpuriu era mai mare decât al strămoşilor săi, acesta era totuşi mai mic faţă de cel al omului modern, atingând circa 900 cm^3, comparativ cu media de 1350 cm^3 al lui *Homo* de astăzi. Cutia craniană a lui *Homo erectus* era lungă şi îngustă, cu fruntea mică şi maxilare destul de proeminente. Cu această specie, care avea deja caractere umanoide, limbaj şi unelte ceva mai perfecţionate, a început colonizarea treptată şi a altor continente, ocupând regiuni întinse din Asia şi Europa.

În urmă cu aproximativ 100.000 ani, *Homo erectus* a evoluat probabil către două subspecii: *Homo sapiens sapiens* în Asia şi *Homo sapiens neanderthalensis* în Europa (Fig. 258). Neanderthalienii (135.000 – 34.000 ani) au trăit pe teritorii extinse din Europa şi chiar Asia, corpurile lor fiind scunde, cu membre scurte. Această alură reprezintă o adaptare fizică potrivită condiţiilor climatice reci din timpul glaciaţiunilor. Acestora le este atribuită şi cultura paleolitică mousteriană, deprinderea utilizării focului şi îngroparea morţilor.

După unele păreri (M. Wolpoff), populaţiile de neanderthalieni au fost decimate de către cele de *Homo sapiens sapiens*, având în vedere că astfel de exterminări sunt cunoscute în istorie: vezi decimarea populaţiilor de indigeni americani sau a aborigenilor australieni în secolul al XIX-lea.

Scanned with OKEN Scanner

Există însă dovezi că în Orientul Mijlociu populaţiile de neandertalieni au coexistat cu cele ale omului modern timp de 60.000 de ani. Leakey (1995) găseşte pentru această situaţie două tipuri de explicaţii. O primă explicaţie ar fi aceea că, deşi omul modern a evoluat din punct de vedere anatomic, evoluţia comportamentului său a fost mai lentă. A doua explicaţie, susţinută de mai mulţi cercetători, constă în ideea că această coexistenţă este doar o aparenţă. Este posibil ca diversele populaţii să fi ocupat acelaşi areal pe rând, în funcţie de schimbările climatice. În perioadele mai reci, omul modern s-a mutat mai la sud, iar Omul de Neanderthal a ocupat Orientul Mijlociu; în perioadele mai calde, lucrurile se petreceau invers.

Scanned with OKEN Scanner

Bibliografie

AIRINEI ŞT. (1979) – *Teritoriul României şi tectonica plăcilor*. Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti, 126 p..

AIRINEI ŞT. (1982) – *Pământul ca planetă*. Editura Albatros, Bucureşti, 357 p.

ATANASIU N., MUTIHAC V., GRIGORESCU D., POPESCU GH. (1998) – *Dicţionar de geologie*. Editura Didactică şi Pedagogică, R. A., Bucureşti, 347 p.

ATKIN B. C., JOHNSON J. A. (1988) – *The Earth. Problems and Perspectives*. Blackwell Scientific Publications, Palo Alto, Oxford, London, Edinburg, Boston, Melbourne, 428 p.

AUBOUIN J. (1965) – *Geosynclines*. în Developments in Geotectonics, Elseviev Publishing Company, Amsterdam - London - New York, 335 p.

AUBOUIN J., BROUSSE R., LEHMAN J. P. (1975) – *Précis de géologie 3, tectonique, tectonophysique, morphologie*. Dunod Université, Bordas Ed., 719 p.

AUBOUIN J., BROUSSE R., LEHMAN J. P. (1978) – *Précis de géologie. Stratigraphie*. Dunod Université, Bordas, Paris, 683 p.

BARROW D. J. (1994) – *Originea universului* (trad. rom.). Editura Humanitas, Bucureşti, 149 p.

BĂNCILĂ I., FLOREA M. F., FOTĂ M., LAZĂR L. F., MOCANU GH., GEORGESCU M., MOLDOVEANU T., MUNTEANU A., PRIVIGHETORIŢĂ C., VĂDUVA C., ZAMFIRESCU F. (1980, 1981) – *Geologie inginerească*. Vol. I, II, Editura Tehnică, Bucureşti, 594 p., 502 p.

BELLAIR P., POMEROL Ch. (1977) – *Éléments de géologie*. Armand Colin Editeur, Paris, 527 p.

BLEAHU M. (1982) – *Relieful carstic*. Editura Albatros, Bucureşti, 295 p.

BLEAHU M. (1983, 1989) – *Tectonică globală*. Vol. I, II, Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti, 624 p., 491 p.

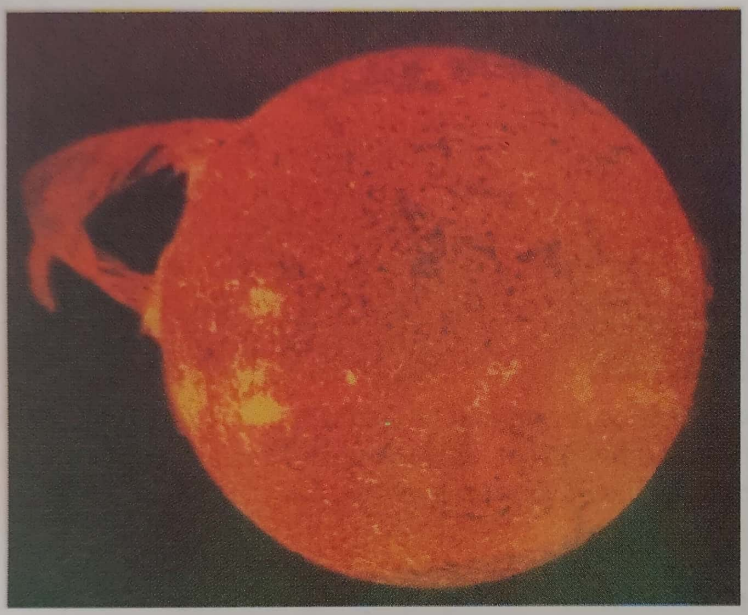
BUICAN D. (1994) – *Revoluţia evoluţiei. Evoluţia evoluţionismului*. Editura Ştiinţifică, Bucureşti, 320 p.

CASTANY G. (1972) – *Prospecţiunea şi exploatarea apelor subterane* (trad. rom.). Editura Tehnică, Bucureşti, 671 p.

CASTANY G. (1982) – *Principles et méthodes de l'hydrogéologie*. Dunod, Université, Bordas Ed., 238 p.

Scanned with OKEN Scanner

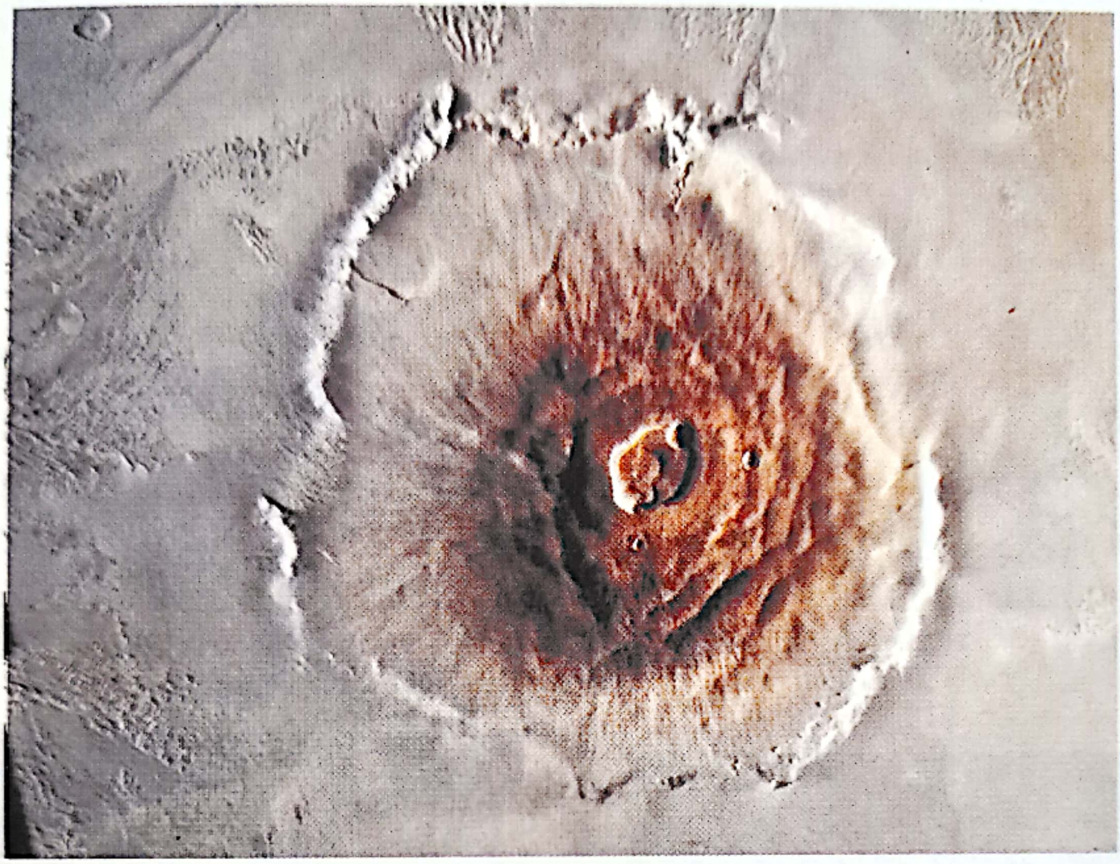
1. Sistemul solar reprezentat fără scară de proporție.



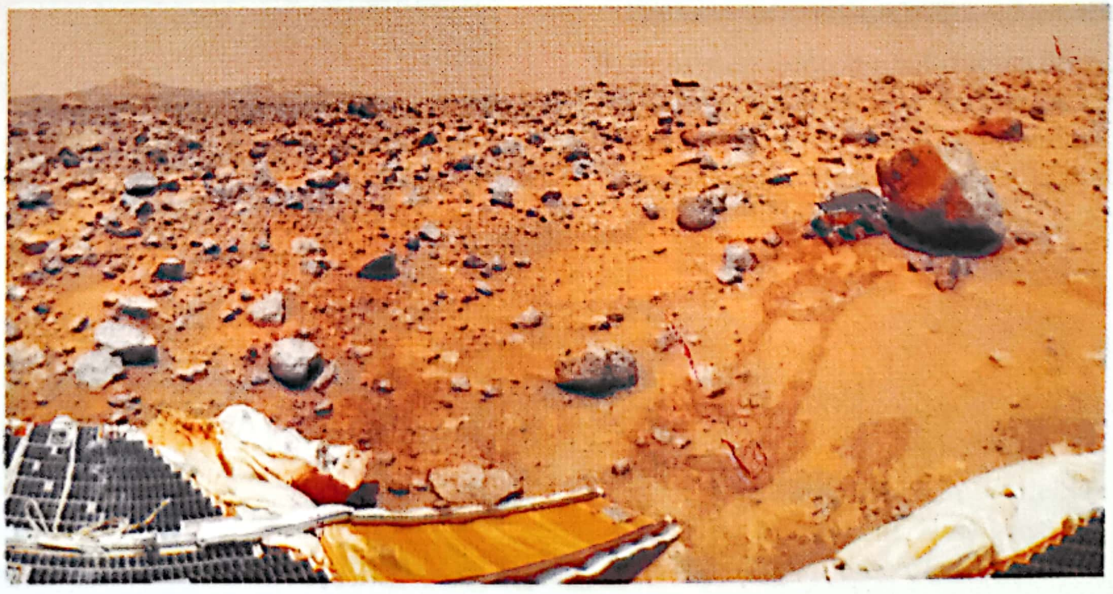
2. Erupție solară (http://www.nrl.navy.mil/content.php?P=IMAGES).

3. Cometa Hale-Bopp (http://pages.sbcglobal.net/loydo/wsn/page4.html).

Scanned with OKEN Scanner



4. Craterul vulcanic al Muntelui Olympus. Acesta este cel mai mare de pe planeta Marte şi este similar vulcanilor din Hawaii, măsurând 624 km în diametru şi 25 km în înălțime (http://www.harmsy.freeuk.com/mars.html).



5. Imagine de detaliu de pe suprafața planetei Marte (http://ciencia.nasa.gov/headlines/images/mgm2000/mars.jpg).

Scanned with OKEN Scanner

6. Crater de impact pe suprafața Terrei. Meteor Crater, Arizona (http://sped2work.tripod.com/meteorcrater.html).

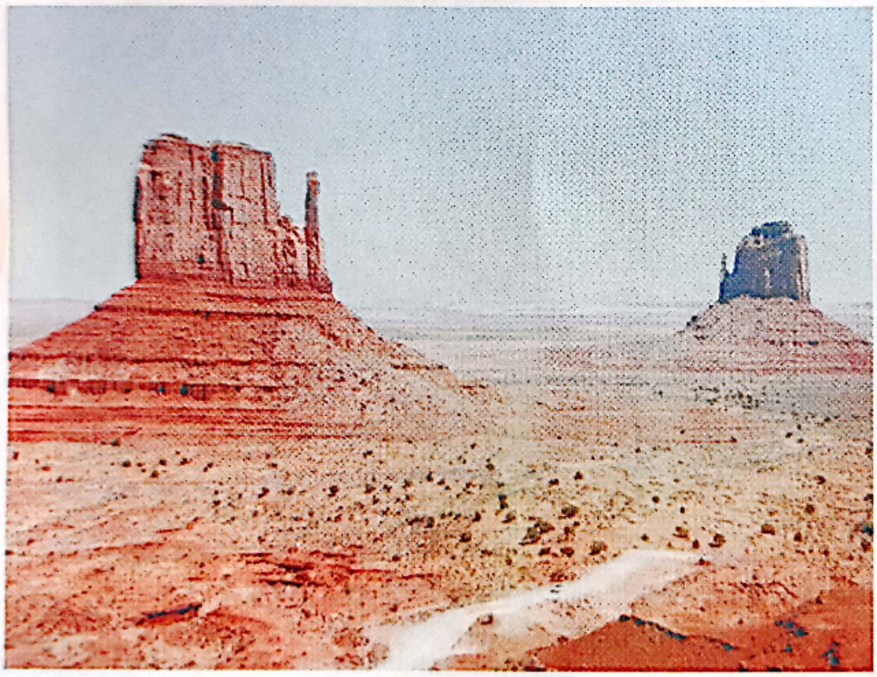
7. Fumători negri (black smokers) din dorsala pacifică, în apropierea insulelor Galapagos (http://www. amnh.org/nationalcenter/ expeditions/blacksmokers/blacksmokers.html).

8. Ecosistem hidrotermal (tuburi de viermi) de pe fundul oceanic al dorsalei din estul Oceanului Pacific (http://www. amnh.org/ nationalcenter/expeditions/blacksmokers/ blacksmokers.html).

9. Dune de gips din White Sands Monument, New Mexico (după Pomerol et al., 2002).

Scanned with OKEN Scanner

10. Eroziune verticală tipică din Brice Canyon, Utah (http://www.benspicks.com/brice%20canyon.htm).

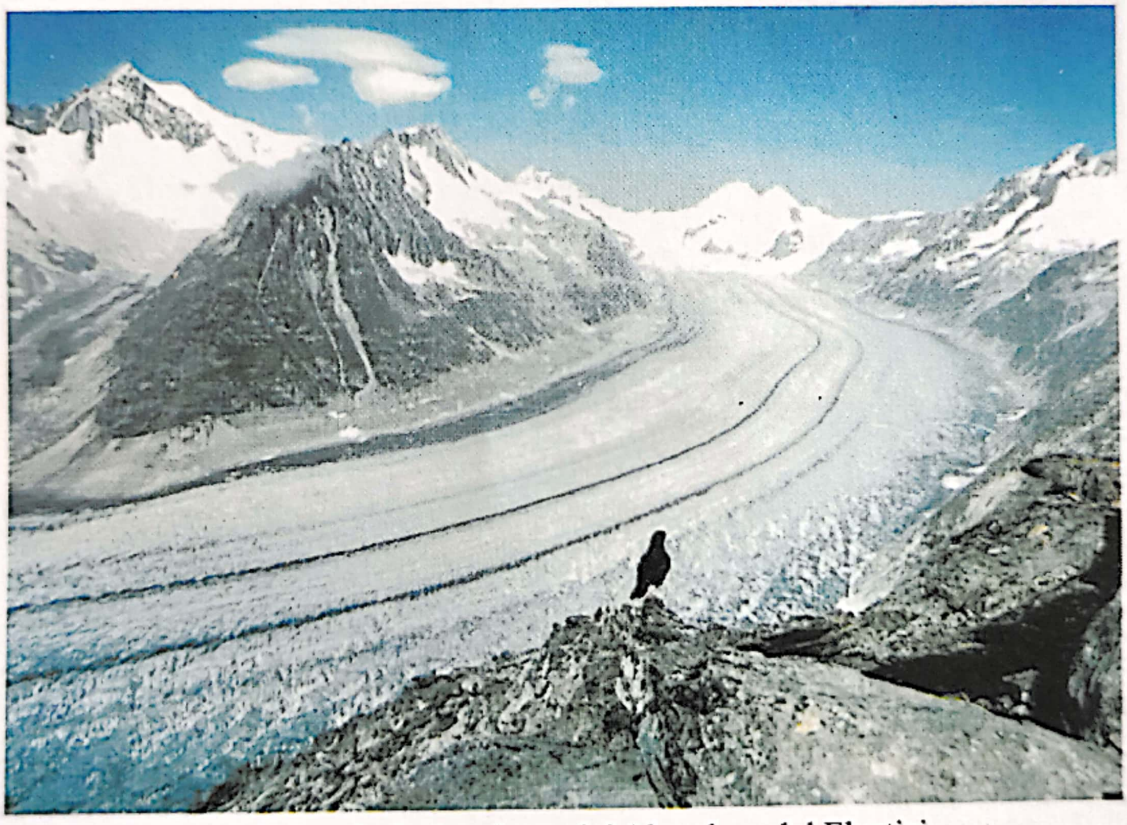


11. Martori de eroziune, Monument Valley, la frontiera dintre statele Utah şi Arizona, USA (http://mdavis19.tripod.com/photos.htm).

12. Stromatolite din regiunea Pilbara, Australia de Vest (http:// www.globalchange.umich.edu/globalchange1/current/lectures/first billion_years/first_billion_years.html).

Scanned with OKEN Scanner

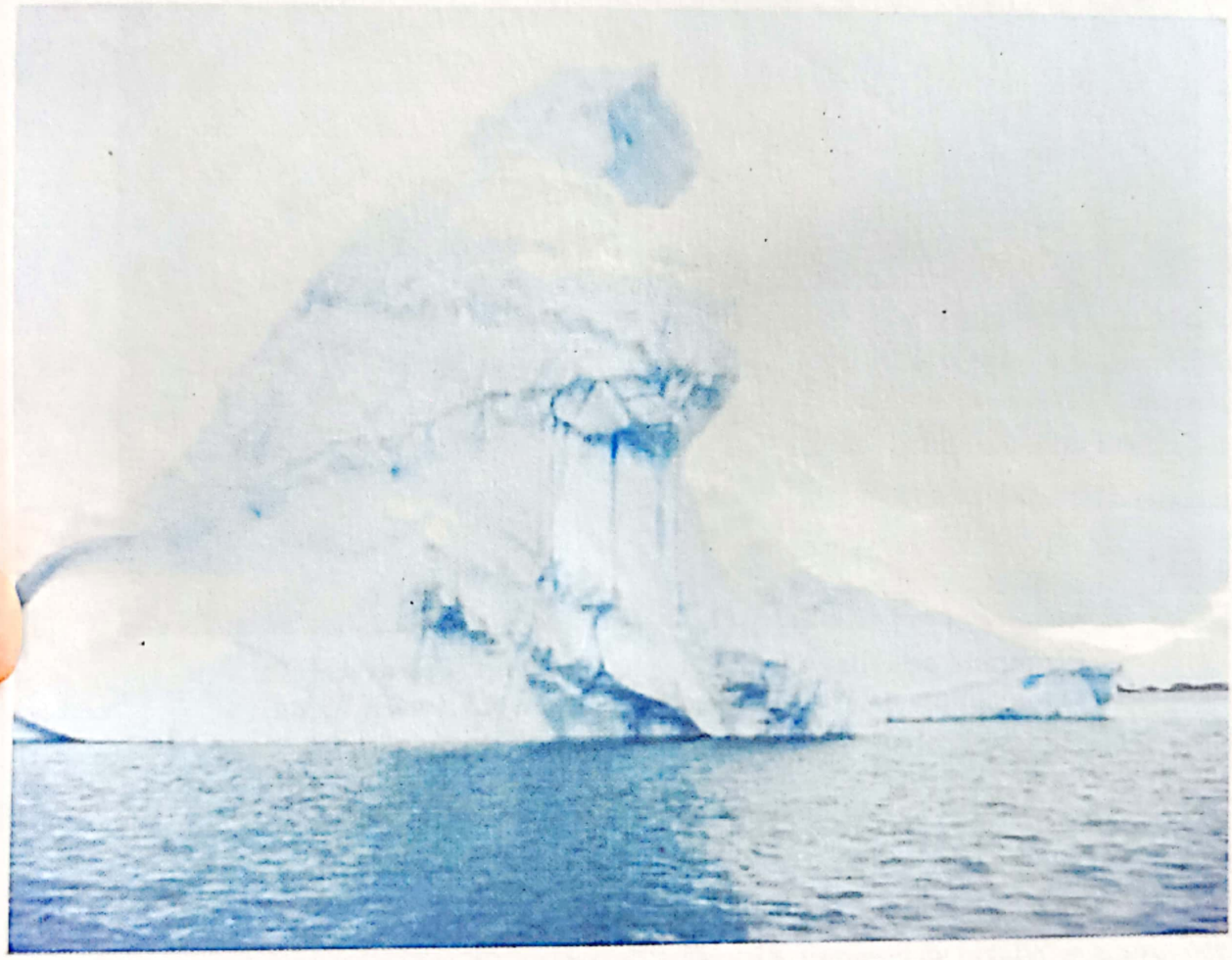
13. Chapeau de Gendarme, structură colaps (deplasare gravitațională) în calcarele valanginiene din Jura (după Pomerol et al., 2002).



14. Valea glaciară a gheţarului Aletsch, sudul Elveţiei (http://virtedit.online.fr/vivianfot01.html).

15. Vale în formă de „U", formată prin procesul de eroziune glaciară, în Swiss National Park (http:// www.about.ch/various/nationalpark/).

Scanned with OKEN Scanner



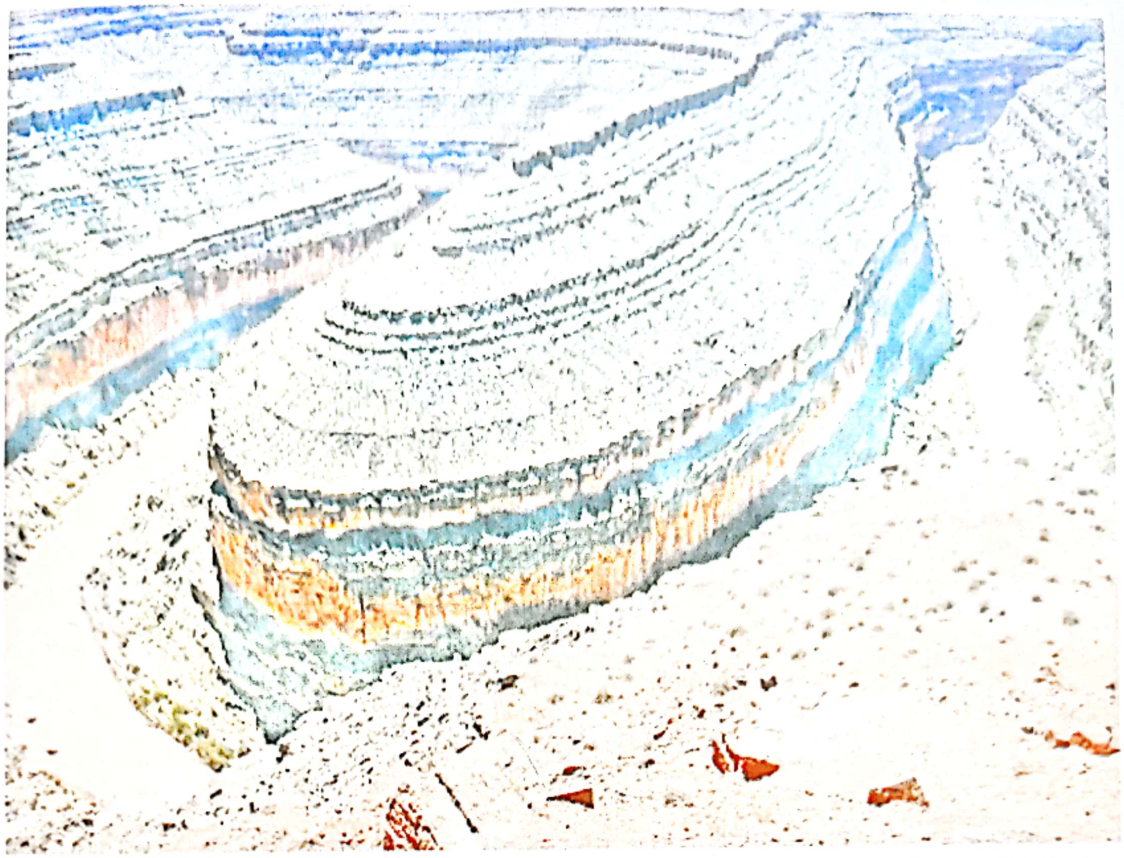
16. Aisberg (http://www.iau.gub.uy/paisajes2.htm).

Scanned with OKEN Scanner

17. Faleza de la Étretat, Acul şi Poarta d'Aval, Sena Maritimă (http:// www2.ac-lyon.fr/enseigne/biologie/photossql/photos. php?RollID=images& FrameID=etretat).

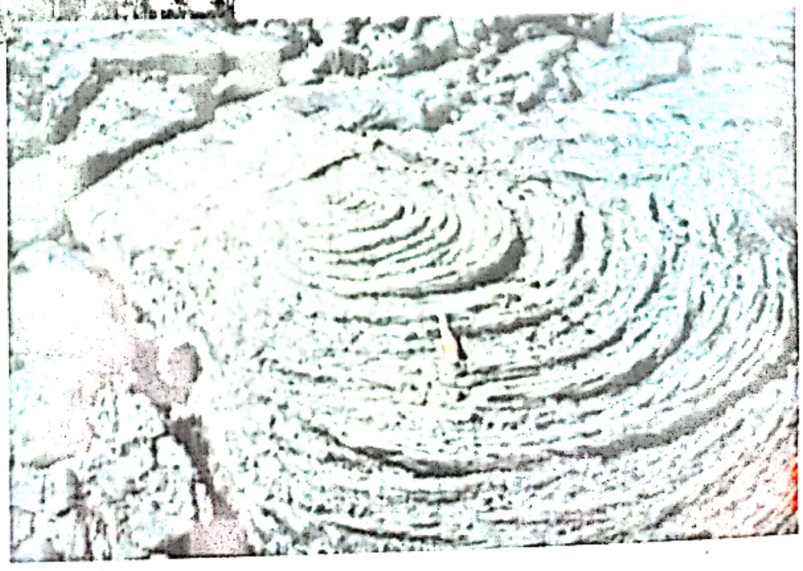
18. Lumaşel cu bivalve şi gastropode din zona Valea Glodului, judeţul Suceava (Foto V. Ionesi).

Scanned with OKEN Scanner



19. Meandre tipice „Goosenecks" (gât de gâscă) din San Juan River, Utah (http://www.geology.wisc.edu/~chuck/Mtn_and_Plates/lecture7.html).

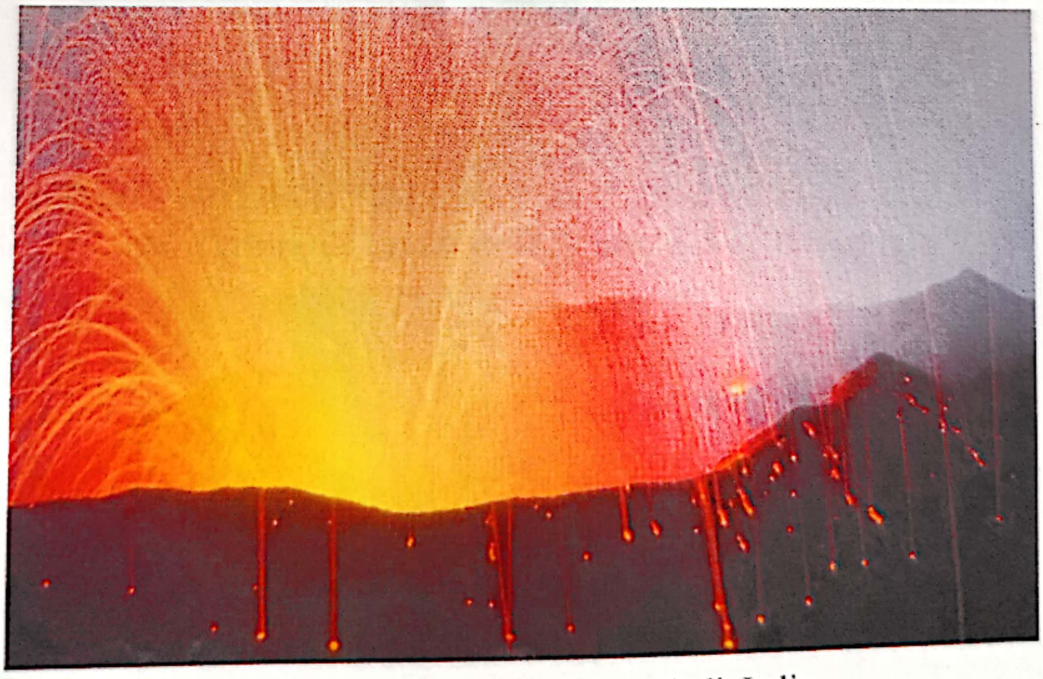
20. Aspectul imobilului Sud-Building din Agadâr (Maroc), după cutremurul din 1960 (după Pomerol, Renard, 1995).



21. Curgere de lavă cunoscută sub denumirea de pahoehoe, în zona vulcanului Kilauea, Hawaii (http://tornado.brevard.edu/reynoljh/hawaii/hawaii1.htm).

Scanned with OKEN Scanner

22. Aglomerare de pillow-lava
(http://www.cuesta.edu/deptinfo/geology/pillow_lava.htm).

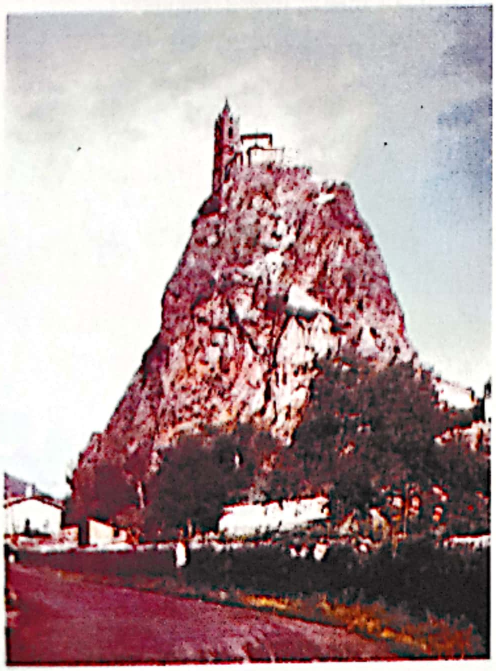


23. Erupția vulcanului Stromboli, Italia
(http://www.meta-evolutions.de/pages/science_corner_archiv_000514.html).

Scanned with OKEN Scanner

24. Devils Tower, neck vulcanic alcătuit din coloane hexagonale de lavă, Wyoming, USA (http://geology.Issu.edu/NS102/ lecture 21.php).

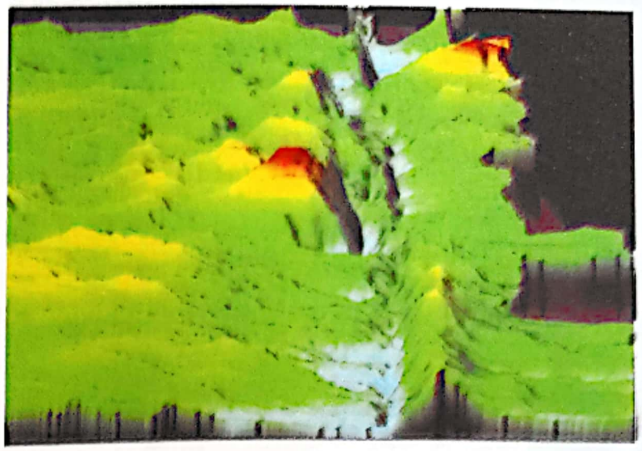
25. Coloane de bazalte de la Detunate (Foto V. Ionesi).



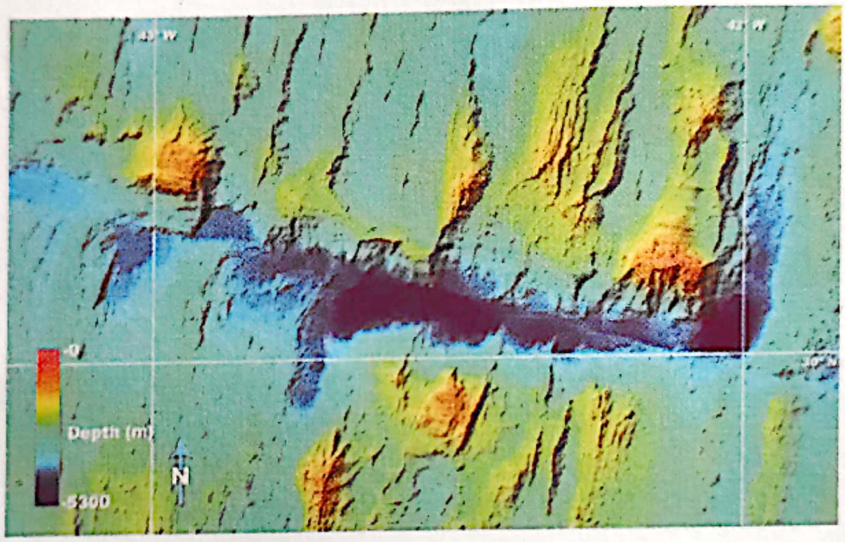
26. Mount Saint-Michel, neck vulcanic în Puy-en-Velay (Foto Pomerol, Renard, 1995).

Scanned with OKEN Scanner

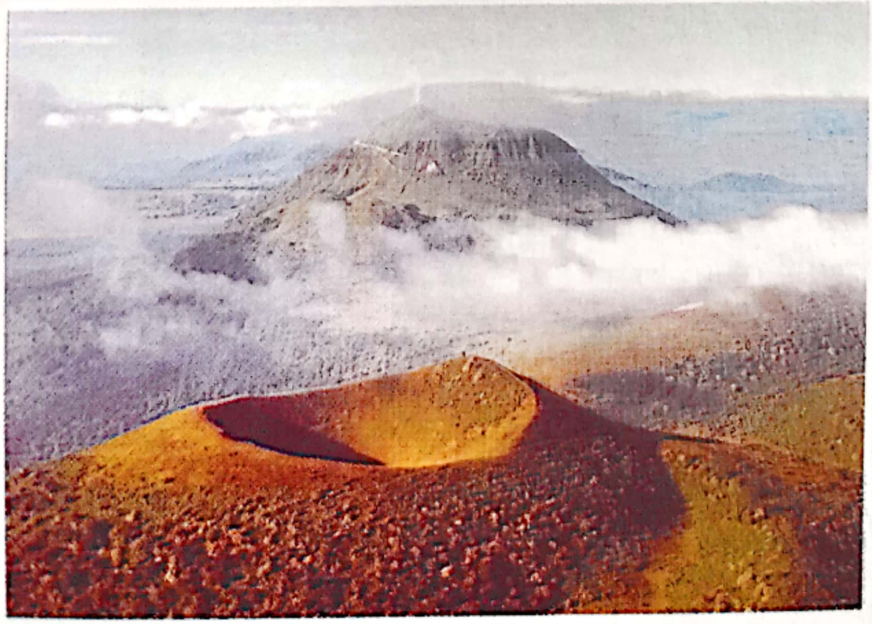
27. Ilustrarea acreției fundului oceanic, cu ajutorul unei erupții a vulcanului Kilauea (Hawaii) (după Pomerol et al., 2002).



28. Porțiune de rift din dorsala medio-Atlantică cu falii transformante (zona de fractură Kane, 23 ° lat. N, după programul IFREMER).

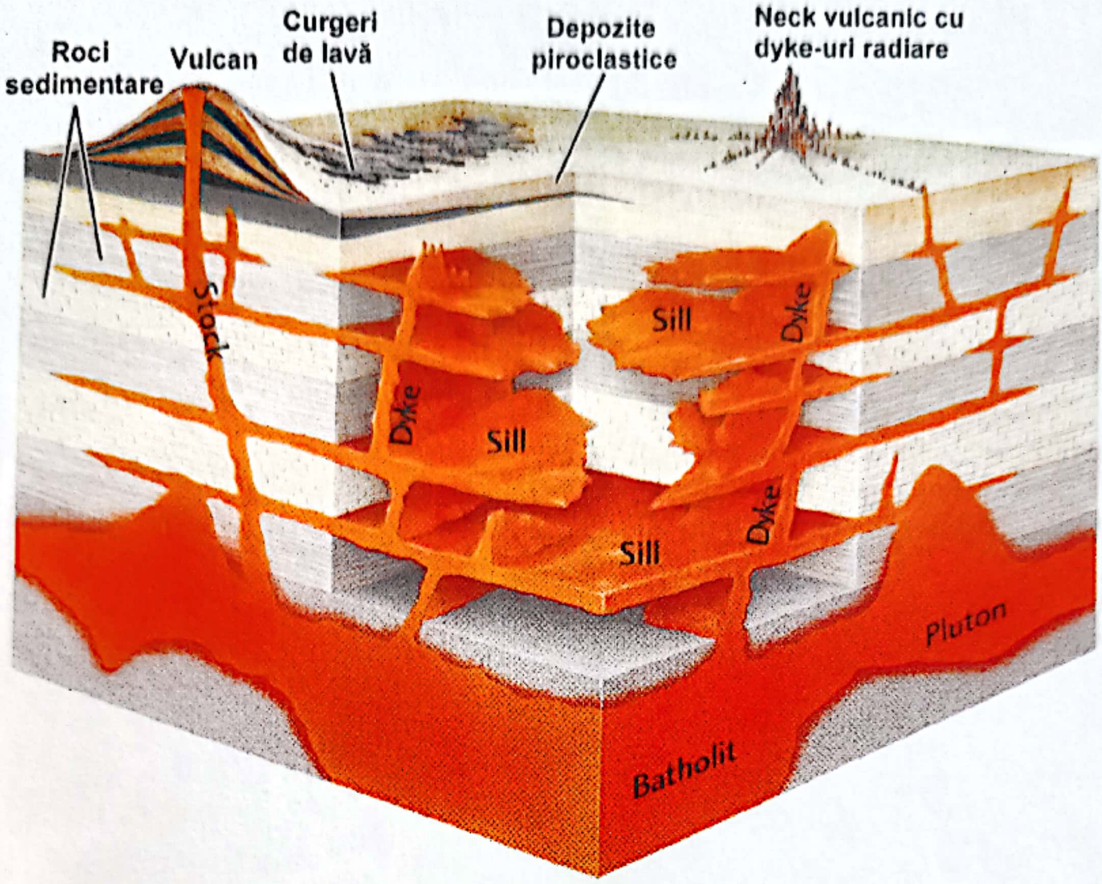


29. Dorsala medio-Atlantică, zona fracturii Look Like (hartă topografică în sistemul sonar). După datele Lost City Expedition, 2003 (http://www.lostcity.washington.edu/mapping/regional.html)



30. O înșiruire de Puys (Auvergne, Franța) cu Puy de Côme (prim plan) și Puy de Dôme (în plan secund).(http://home-1.tiscali.nl/~edwinsel/pics_wallp.htm).

Scanned with OKEN Scanner



31. Bloc-diagramă cu reprezentarea unor corpuri plutonice intruzive.

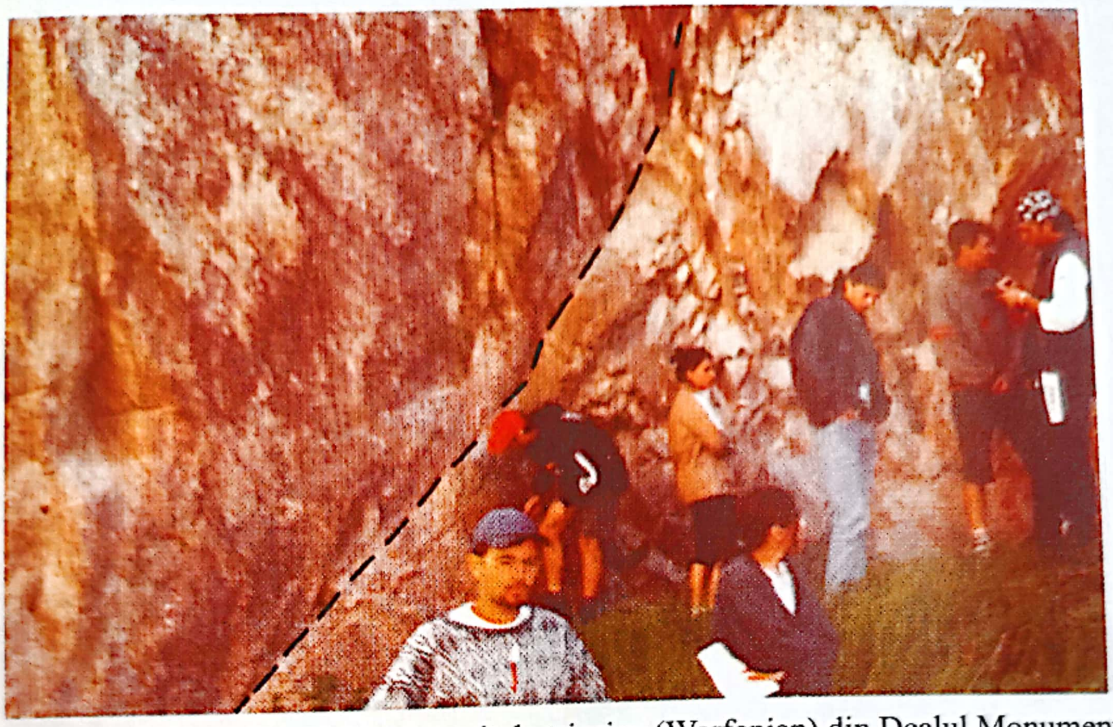
32. Dolină. Albany, USA (http://maps.gis.gatech.edu/isit/photos.html).

Scanned with OKEN Scanner

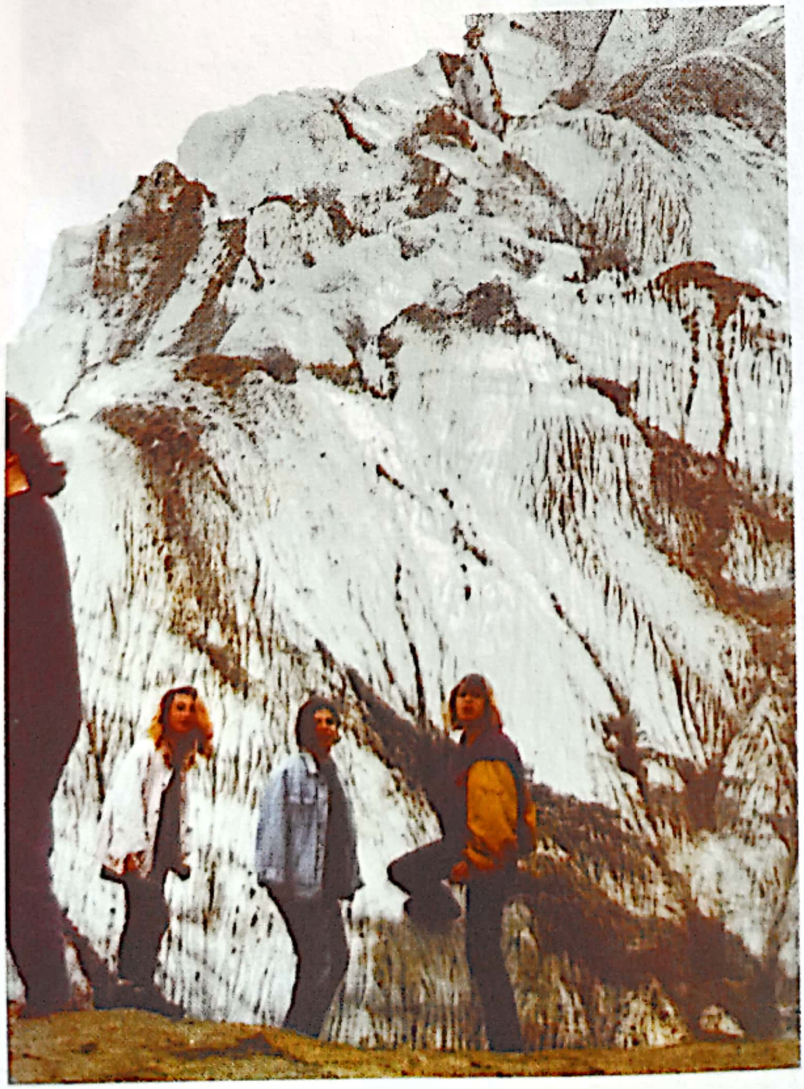
33. Erupția gheizerului Steamboat din Parcul Național Yellowstone, Wyoming (http://www.planetsave.com/ViewStory.asp?ID=4273).

34. Depuneri de calcar în Mammoth Hot Spring din Parcul Național Yellowstone, Wyoming (http://www.notinteresting.com/trips/trip2003/09 mammoth/).

Scanned with OKEN Scanner

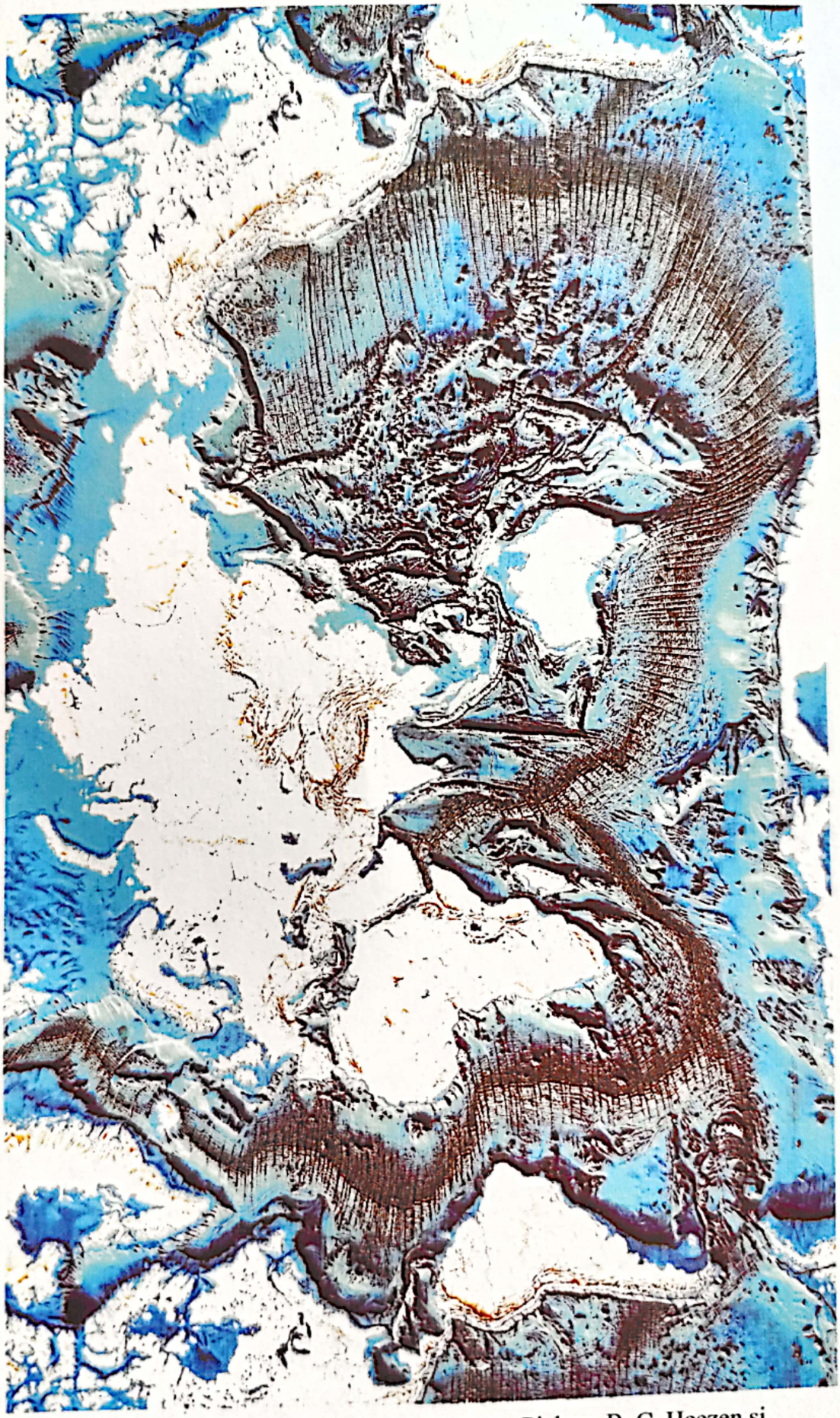


35. Discordanță unghiulară în depozitele triasice (Werfenian) din Dealul Monument, Tulcea (Foto V. Ionesi).



36. Karren-uri formate pe „Muntele de sare" de la Slănic-Prahova (Foto V. Ionesi).

Scanned with OKEN Scanner



37. Harta de fund a oceanelor (după X. Le Pichon, B. C. Heezen și T. de Rémur, din Pomerol, Renard, 1995).

inv. 158724

Scanned with OKEN Scanner

TIPARUL EXECUTAT LA
IMPRIMERIA EDITURII UNIVERSITĂȚII
„ALEXANDRU IOAN CUZA" DIN IAȘI
700511 Iaşi, Păcurari 9, tel./fax 0232 314947
Format: 70×100/16
Coli tipo: 29,50
Apărut: 2004
Comanda: 234

Scanned with OKEN Scanner

LEONARD OLARU - profesor dr. la Catedra de Geologie-Paleontologie a Universității "Al. I. Cuza" din Iaşi. Specialist în biostratigrafia formațiunilor cristaline din Carpații Orientali şi Dobrogea de Nord şi a formațiunilor sedimentare de fliş din Carpații Orientali. Are o bogată experiență profesională şi a participat la numeroase lucrări şi proiecte de teren din diferite domenii ale geologiei. Este titularul disciplinei de Geologie Fizică de la Universitatea "Al. I. Cuza" din Iaşi. A participat la numeroase manifestări ştiințifice naționale şi internaționale de geologie.

VIOREL IONESI - şef lucrări dr. la Catedra de Geologie-Paleontologie a Universității "Al. I. Cuza" din Iaşi. A obținut doctoratul în geologie (2004) cu distincția "magna cum laudae". Urmând tradiția şcolii geologice ieşene, s-a specializat în probleme de geologie şi biostratigrafie a Sarmațianului pe bază de moluşte şi foraminifere. Predă cursul şi lucrările practice de Micropaleontologie, precum şi lucrările practice de Geologie Fizică.

DANIEL ȚABĂRĂ - asistent drd. la Catedra de Geologie-Paleontologie a Universității "Al. I. Cuza" din Iaşi. Dintre domeniile de interes se enumeră biostratigrafia, pe bază de moluşte, paleoflora şi palinomorfe, a depozitelor sedimentare din Platforma Moldovenească. În cadrul activității didactice sunt incluse lucrările practice la disciplinele Geologie Fizică şi Evoluția geotermică a materiei organice.

ISBN 973-703-039-7

Scanned with OKEN Scanner